PUBLICATIONS DE L'UNIVERSITÉ DE NANCY

COLLECTION DES THÈSES DE LA FACULTÉ DES SCIENCES

SCIENCES DE LA TERRE

PREMIÈRE THÈSE

Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane française)

DEUXIÈME THÈSE

Les nappes phréatiques des arènes et des altérations argileuses Leur importance en zone inter-tropicale. Les difficultés de leur exploitation.

Présentées à la Faculté des Sciences de l'Université de Nancy
Pour l'obtention du grade de Docteur ès-Sciences Naturelles

par

François LELONG
Ingénieur E.N.S.G.

Soutenues publiquement le 3 juillet 1967
devant la Commission d'Examen

JURY :

MM. ROUBAULT, Président
P. DUCHAUFOUR } *Examinateurs*
G. MILLOT }
J. ARCHAMBAULT, Invité

1969

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41555020_0006

PUBLICATIONS DE L'UNIVERSITÉ DE NANCY

COLLECTION DES THÈSES DE LA FACULTÉ DES SCIENCES

SCIENCES DE LA TERRE

PREMIÈRE THÈSE

Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane française)

DEUXIÈME THÈSE

Les nappes phréatiques des arènes et des altérations argileuses Leur importance en zone inter-tropicale. Les difficultés de leur exploitation.

Présentées à la Faculté des Sciences de l'Université de Nancy
Pour l'obtention du grade de Docteur ès-Sciences Naturelles

par

François LELONG
Ingénieur E.N.S.G.

Soutenues publiquement le 3 juillet 1967
devant la Commission d'Examen

JURY :

MM. ROUBAULT, Président
P. DUCHAUFOUR } *Examinateurs*
G. MILLOT }
J. ARCHAMBAULT, Invité

1969

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE NANCY

ANNEE SCOLAIRE 1966-1967

Doyen :
M. AUBRY

Assesseur :
M. GAY

Doyens honoraires :
MM. CORNUBERT - DELSARTE - ROUBAULT

Professeurs honoraires :
MM. RAYBAUD - LAFFITTE - LERAY - JULY - LAPORTE - EICHHORN - GODEMENT - DUBREUIL - L. SCHWARTZ - DIEUDONNE - DE MALLEMANN - LONGCHAMBON - LETORT - DODE - GAUTHIER - GOUDET - OLMER - CORNUBERT - CHAPELLE - GUERIN - WARL.

Maîtres de Conférences honoraires :
MM. LIEHNART - PIERRET

Professeurs

MM.	DELSARTE	Analyse Supérieure
	ROUBAULT	Géologie
	CAPELLE	Mécanique Rationnelle
	VEILLET	Biologie Animale
	BARRIOL	Chimie théorique
	BIZETTE	Physique
	GUILLIEN	Electronique
	GIBERT	Chimie Physique
	LEGRAS	Mécanique Rationnelle
	BOLFA	Minéralogie & Cristallographie
	NICLAUSE	Chimie
	FAIVRE	Physique Appliquée
	AUBRY	Chimie Minérale
	COPPENS	Radiogéologie
	DUVAL	Chimie
	FRULHING	Physique
	HILLY	Géologie
	LE GOFF	Génie Chimique
	SUHNER	Physique Expérimentale
	CHAPON	Chimie Biologique
	HEROLD	Chimie Minérale Industrielle
	SCHWARTZ B.	Exploitation Minière
	*MALAPRADE	Chimie
MM.	MANGENOT	Botanique
	GAYET	Physiologie
	BONVALET	Mécanique Appliquée
	HADNI	Physique
	*BASTICK	Chimie
	DUCHAUFOUR	Pédologie
	GARNIER	Agronomie
	NEEL	Chimie Organique Industrielle
	BERNARD	Géologie Appliquée
	*CHAMPIER	Physique
	*GAY	Chimie Biologique
	STEPHAN	Zoologie
	*CONDE	Zoologie
	*WERNER	Botanique
	EYMARD	Calcul Différentiel et Intégral
	LEVISALLES	Chimie Organique
Mme	HERVE	Méthodes Mathématiques de la Physique
MM.	*GOSSE	Mécanique Physique
	FELDEN	Physique
	*DAVOINE	Physique (E.N.S.M.I.M.)
	N...	Chimie Biologique

Maîtres de Conférences et Professeurs sans chaire

Mme	BASTICK	Chimie M.P.C. (Epinal)
MM.	GUDEFIN	Physique
	ROCCI	Géologie
	VUILLAUME	Psychophysiologie
	FRENTZ	Biologie Animale
	HORN	Physique propédeutique
	LAFON	Physique (I.S.I.N.)
	MARI	Chimie (I.S.I.N.)
	AUROUZE	Géologie
	DEVIOT	Physique du Solide
	FLECHON	Physique M.P.C.
Mlle	HUET	Mathématiques S.P.C.N. (en disponibilité
MM.	VIGNES	Métallurgie
	BALESDENT	Thermodynamique Chimique Appliquée
	BLAZY	Minéralogie Appliquée (E.N.S.G.)
	JANOT	Physique M.P.C. (Epinal)
	JACQUIN	Pédologie et Chimie Agricole
	MAINARD	Physique M.G.P.
	CACHAN	Entomologie Appliquée (E.N.S.A.)
MM.	MARTIN	Chimie M.P.C.
	PAULMIER	Mécanique Expérimentale
	PROTAS	Minéralogie
	COURTILLOT	Mécanique des Fluides
	JOZEFOWICZ	Physico-Chimie
	JURAIN	Géologie (S.P.C.N.)
	RIVAIL	Chimie Appliquée (C.U.C.E.S.)
	VILLERMAUX	Génie Chimique
	METCHE	Biochimie Appliquée (Brasserie)
	N...	Probabilités et Statistiques
	N...	Mécanique (I.S.I.N.)
	N...	Mathématiques
	N...	Mathématiques M.P.C.
	N...	Mathématiques S.P.C.N.
	N...	Mathématiques Appliquées
	N...	Mécanique des Fluides (I.S.I.N.)
	N...	Physiologie Animale
	N...	Mathématiques M.P.
	N...	

* Professeur titulaire à titre personnel

UNIV. LEIDEN BIBL.

Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française)

AVANT-PROPOS

Ce mémoire a été présenté comme thèse de Doctorat d'Etat(1) le 3 juillet 1967, à Nancy, devant un jury, présidé par M. le Professeur M. Roubault, mon directeur de thèse, et comportant en outre MM. les Professeurs P. Duchaufour et G. Millot, ainsi que M. J. Archambault.

Ce mémoire est le résultat d'études de terrain faites de 1957 à 1961, pour une part en Guyane française, pour une part en Afrique de l'Ouest, et de recherches de laboratoire menées de 1961 à 1967 au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (C.R.P.G., C.N.R.S.), dirigé par M. M. Roubault.

La sélection des profils d'altération et leur échantillonnage furent effectués en Guyane, pendant un séjour de deux ans, à l'Institut français d'Amérique tropicale (I.F.A.T., O.R.S.T.O.M.), alors dirigé par M. B. Choubert. Mes recherches de terrain s'appuyèrent sur les travaux de cet organisme et sur ceux du Service de la Carte Géologique, également dirigé par M. B. Choubert ; deux chercheurs de l'I.F.A.T. y participèrent plus directement : A. Lévèque, pédologue, qui préleva une partie de l'échantillonnage, et M. Boyé, sédimentologue, qui se chargea des premières séparations mécaniques.

La plupart des données hydrologiques, utilisées dans ce mémoire, furent recueillies par la suite lors de missions en Mauritanie et au Dahomey pour le compte du Bureau de Géologie Appliquée et d'hydrologie souterraine (Burgéap), sous la direction de M. J. Archambault. Au début de 1963, une nouvelle mission au Dahomey, faite à la demande de M. I. Cheret, secrétaire général du Comité Inter-Etats d'Etudes Hydrauliques, me permit de préciser mes connaissances sur le régime des nappes phréatiques liées aux altérations tropicales.

L'étude systématique des échantillons eut lieu au C.R.P.G. et bénéficia de nombreux concours : celui de H. De la Roche, Sous-Directeur du Centre, celui de l'équipe des chimistes, animée par Mme M.L. Blanchet, celui de la section de spectro-chimie, dirigée par K. Govindaraju, celui de la section des rayons X, dirigée par P. Leymarie, celui enfin de M. et Mme Marchal et de Mme Favier, pour les opérations de séparation mécanique. Plusieurs notules annexées à cet ouvrage rendent compte de l'importance de ces concours.

L'analyse des résultats et leur interprétation furent effectuées en liaison étroite avec MM. les Professeurs P. Duchaufour, directeur du Centre de Pédologie biologique de Nancy, et M. Millot, directeur de l'Institut de Géologie de Strasbourg. Ceux-ci notamment lurent le manuscrit au fur et à mesure de son avancement et leurs appréciations guidèrent la rédaction définitive.

Je dois à M. Keller, professeur de langues à Nancy, un apprentissage rapide de l'allemand, qui me permit d'avoir accès directement aux publications en cette langue.

Enfin la réalisation pratique du texte fut menée à bien, grâce à Mme M. Schwartz, MM. Dreux et Bauer, respectivement secrétaire, dessinateur et photographe au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques.

Aux différentes personnes que je viens de nommer, à celles que je ne puis citer mais qui contribuèrent aussi à ce travail, j'exprime toute ma reconnaissance et j'adresse mes plus vifs remerciements.

---

(1) Le texte initial a subi quelques légères modifications, notamment pour tenir compte des travaux publiés entre juillet 1967 et mars 1968.

Je dois maintenant donner quelques indications sur le travail qui suit. Ce travail présente deux particularités, l'une relative à la démarche scientifique, l'autre relative aux méthodes d'étude.

- La démarche que j'ai suivie est à la fois géologique et pédologique. Les pédologues trouveront peut être qu'elle est trop géologique et les géologues qu'elle est trop pédologique. Il faut donc que je m'explique. J'ai voulu étudier l'altération dès sa racine, telle qu'elle se présente dans les couches profondes, bien en dessous des horizons superficiels sur lesquels l'attention des pédologues est concentrée. L'"argilisation" des roches en climat tropical humide m'est apparue comme un phénomène non pas indépendant de la pédogenèse, mais distinct de la différenciation produite en surface par la végétation. J'ai essayé de rendre compte de ce phénomène et cela m'a éloigné de la pédologie. En même temps j'ai cherché à suivre l'altération jusque dans ses manifestations ultimes à proximité de la surface. J'ai dû pour cela suivre une démarche semblable à celle des pédologues, tout en leur étant infidèle sous deux aspects : j'ai raisonné en partant de la base et non pas du sommet des profils ; de plus je n'ai pas étudié la matière organique en elle-même, j'ai seulement constaté ses effets.
- En ce qui concerne les méthodes : j'ai donné la préférence chaque fois que possible aux méthodes qui permettent de saisir la réalité observable dans son ensemble. Ainsi l'étude minéralogique fit une grande place à l'examen direct, à l'oeil nu, à la loupe binoculaire et au microscope pétrographique ; aucune tranche granulométrique ne fut négligée. Ainsi l'étude géochimique porta à la fois sur les phases minéralogiques résiduelles, sur les minéraux du complexe d'altération et, accessoirement, sur les fractions de matière les plus mobiles, peu ou pas cristallisées ; cela imposa souvent la mise en oeuvre de plusieurs séries de dosage pour chaque échantillon. Ainsi l'étude hydrogéologique concerna non seulement l'eau en nappe qui imbibe la tranche profonde de la couverture d'altération, mais aussi l'eau capillaire, suspendue au toit de la nappe, sans l'étude de laquelle il est difficile de comprendre la dynamique et l'action de l'eau souterraine.

Les résultats nouveaux que j'ai pu obtenir furent en grande partie le fruit de l'utilisation de méthodes inédites.

Enfin il faut préciser que les phénomènes d'altération ont été envisagés ici indépendamment des phénomènes de remaniement mécanique, qui très souvent les accompagnent et les compliquent : l'un des objectifs premiers de l'étude de terrain fût de sélectionner des profils d'altération offrant les meilleures garanties de formation intégralement en place.

F. L., mars 1968.

RÉSUMÉS

Cette étude, consacrée aux altérations et aux sols latéritiques, repose sur l'analyse détaillée de 13 profils verticaux d'altération, formés à partir de différentes roches cristallines homogènes -granites, granodiorites, diorites quartziques, dolérites- de Guyane française ; elle comporte trois parties distinctes : la première concerne la minéralogie des profils, la seconde concerne la géochimie des profils, la troisième forme la synthèse des deux précédentes et vise à expliquer le mode de différenciation des profils, à la lumière notamment des connaissances hydrologiques. L'étude du terrain a conduit à distinguer, pour chaque profil, 6 "niveaux" d'altération qui ont été désignés de haut en bas par les lettres A à F : A, B et C correspondent aux trois horizons pédologiques, individualisés dans la tranche des 3 à 5 mètres superficiels, et prélevés en des stations généralement culminantes, D désigne les argiles massives profondes ("arènes plastiques"), E désigne les roches fortement altérées et F les roches faiblement altérées au contact du substratum sain.

METHODES

Pour l'étude minéralogique, chaque échantillon a été fractionné en plusieurs tranches granulométriques -argiles, limons, sables fins, sables grossiers, graviers- qui ont toutes été analysées séparément, de manière directe (examen optique) ou indirecte (rayons X) ; on a pu suivre ainsi les variations minéralogiques à la fois selon les niveaux d'altération et selon la taille des particules minérales. Pour l'étude géochimique (étude portant sur les éléments majeurs), il s'agissait d'établir les variations "en vraie grandeur" le long des profils, de façon à pouvoir chiffrer les pertes et les gains, pour chaque élément et à chaque niveau (bilan d'altération), y compris dans les horizons pédologiques ; ces variations furent obtenues en rapportant les teneurs pondérales à une quantité de quartz donnée, ce constituant s'étant avéré le plus stable lors de l'altération (raisonnement iso-quartz). Le dosage du quartz fut réalisé à 4 ou 5 % près, par un procédé inusuel, selon des techniques essentiellement chimiques. Pour l'étude de synthèse, on chercha à confronter les variations globales, telles qu'elles apparaissent dans les bilans, avec les tendances évolutives instantanées, telles qu'on peut les prévoir en analysant les interactions de la matière minérale et de l'eau souterraine ; dans ce but, on étudia la dynamique de l'eau dans les profils pendant les différentes phases du cycle climatique.

RESULTATS

- Aspect minéralogique. L'altération latéritique provoque la destruction plus ou moins rapide des minéraux des roches : les feldspaths disparaissent dès la base des profils, les amphiboles et les pyroxènes aussi ; les micas persistent plus longtemps mais ils se fragmentent et se transforment en édifices interstratifiés divers ; seul le quartz résiste fermement, ses pertes moyennes à mi-hauteur des profils ne dépassent guère 15 % de la quantité initiale. Les minéraux des roches sont relayés par les minéraux d'altération, qui sont essentiellement la kaolinite et la gibbsite, les oxydes de fer libérés par l'altération étant peu ou mal cristallisés. Pour ces deux minéraux, il n'existe pas d'ordre de formation fixé une fois pour toutes ; tantôt la kaolinite se forme la première, tantôt c'est la gibbsite : tout dépend des conditions dans lesquelles l'altération a lieu. La

gibbsite se forme de préférence dans les milieux où le lessivage est oxydant, ainsi près de la surface du sol ou dans les couches profondes à bon drainage interne ; la kaolinite se forme de préférence dans les milieux hydromorphes, partout où l'eau séjourne ; l'hydromorphie étant plus marquée sur roche acide, le développement de la kaolinite y est en général beaucoup plus considérable. La gibbsite existe sous forme de flocons de quelques μ à quelques dizaines de μ, qui s'associent souvent entre eux et donnent des assemblages de grande taille, notamment dans les altérations sur roches basiques. La kaolinite existe surtout sous forme de plaquettes, de taille extrêmement variable, parfois géante (jusqu'à 1 ou 2 mm), notamment dans les argiles profondes sur roches acides. Les deux minéraux d'altération peuvent donc exister en plus ou moins grande quantité dans toutes les fractions granulométriques ; l'étude des fractions argileuses ne suffit nullement à caractériser un complexe d'altération.

- Aspect géochimique. L'altération latéritique peut être définie comme une soustraction généralisée de matière, depuis le bas jusqu'en haut des profils : à chaque niveau d'altération, la somme des pertes l'emporte toujours sur la somme des gains; le déficit de matière représente au moins 40 à 60 % de la quantité initiale, il est maximum au niveau des roches décomposées et dans l'horizon A. Ce déficit est dû essentiellement à l'exportation presque totale des bases et au départ partiel de la silice combinée. Le fer et l'aluminium ont un comportement plus nuancé : sur roches granitiques ou apparentées, le premier est toujours déficitaire dans le sous-sol profond et excédentaire en C et surtout en B, par rapport à la roche mère ; le second varie tantôt comme le fer quoique moins intensément, tantôt de manière constamment négative depuis la base jusqu'au sommet des profils, où son déficit par rapport à la roche mère apparaît presque aussi marqué que celui de la silice. Ces variations s'expliquent en admettant qu'il existe dans tous les cas une certaine destruction de kaolinite en surface, destruction qui s'accompagne soit de l'accumulation au moins partielle de l'alumine libérée soit de son élimination quasi intégrale. Sur diorites quartziques et sur dolérites, l'exportation de silice est encore plus massive et brutale, mais les variations du fer et de l'alumine sont moins accentuées ; ces deux constituants paraissent être moins mobiles que sur roches acides.

- Mode probable de différenciation des profils. Pour expliquer la répartition de la matière minérale le long des profils, il faut invoquer trois causes distinctes de différenciation : a) déplacements descendants de la matière entraînée en solution ou en suspension, par l'eau d'infiltration et par l'eau de nappe ; b) déplacements ascendants des solutions, sous l'effet de l'évapotranspiration ; c) déplacements en tout sens des ions en solution à l'intérieur du solvant, indépendamment de tout mouvement du liquide (phénomènes de diffusion ionique). L'entraînement vertical par l'eau d'infiltration, plus ou moins chargée de matière organique, explique l'individualisation des trois horizons pédologiques ; l'entraînement latéral par l'eau de nappe explique l'existence d'un déficit généralisé de matière, surtout en silice et en bases. Les déplacements ascendants par évapotranspiration rendent compte de la répartition contrastée du fer (et pour certains profils de l'alumine), répartition montrant un déficit constant dans les couches hydromorphes profondes et un excédent dans les couches aérées superficielles. Les déplacements par diffusion ionique expliquent que l'hydrolyse puisse progresser au front d'altération, même pour les profils non drainés à la base ; ces déplacements doivent se faire surtout de la base des profils où les solutions sont continuellement enrichies par l'hydrolyse, vers leur sommet, où elles sont régulièrement diluées par les apports d'eau de pluie.

De tous ces résultats, on peut tirer divers enseignements, théoriques et pratiques, en particulier sur les conditions de genèse des bauxites et des latérites ferrugineuses, sur les critères de définition et de classification des sols "ferrallitiques", sur les relations entre le type d'évolution pédologique et la nature de la roche mère ; et on peut en outre dégager certains problèmes, comme celui du régime des nappes phréatiques des régions latéritiques, dont l'approfondissement conditionne à la fois une meilleure connaissance des phénomènes de la latérisation et une meilleure utilisation des ressources naturelles.

NATURE AND GENESIS OF WEATHERING PRODUCTS FROM CRYSTALLINE ROCKS UNDER HUMID TROPICAL CONDITIONS (FRENCH GUIANA)

This study, devoted to alterations and lateritic soils, is based on detailed investigation of 13 vertical profiles of alteration, formed from various homogeneous cristalline rocks -granites, granodiorites, quartzic diorites, dolerites- of the French Guiana. It includes three distinct parts : the first one treats the mineralogy of the profiles, the second one treats the geochemistry of the

profiles, and the third one is the synthesis of the two preceeding ones and is intended to explain the differenciation of the profiles, especially from hydrological information. The field study led to distinguish, for each profile, 6 "levels" of alteration that have been designated from the top to the bottom by the letters A to F ; A, B and C correspond to the three pedological horizons, characterized in the 3 to 5 meters of surface and taken out of generally culminating stations, D indicates massive deep clays ("plastic arena"), E indicates the much weathered rocks and F the slightly weathered rocks lying on the sound substratum.

METHODS

For the mineralogical study each sample has been divided into several granulometric fractions -clays, silts, fine sands, coarse sands, gravels- which have all been separatly analysed, directly (optical investigation) or indirectly (X-Rays) ; so the mineralogical variations could be observed according to the levels of alteration and according to the size of the mineral particles. For the geochemical study (concerning the major elements), the variations "en vraie grandeur" had to be established along the profiles, so that the losses and the gains for every element and at every level could be determined ("bilan d'altération") ; these variations were obtained by refering the ponderable amounts to a certain quantity of quartz, this constituent being the more constant during the alteration (raisonnement iso-quartz). The determination of the quartz was done at ± 4 or 5 % with essentially chemical techniques, by unusual process. For the study of synthesis it was attempted to compare the total variations observed in the bilans with the instantaneous evolutive tendances, deducted from the analysis of the interaction of the mineral material and of the underground water ; for this purpose, the dynamics of water in the profiles was studied during different stages of the climatic cycle.

RESULTS

- Mineralogical aspect. The lateritic alteration causes the more or less rapid destruction of the roch minerals : the feldspaths disappear at the base of the profiles, and so do the amphiboles and the pyroxenes ; the micas are more stable but they are divided and transformed into various interstratified minerals ; only the quartz firmly withstands, its average losses at half-height of the profiles are not more than 15 % of the initial quantity. The rock minerals are relayed by alteration minerals, which are essentially the kaolinite and the gibbsite, the iron oxydes released by the alteration being little of poorly crystallized. For these two minerals, the sequence of formation is not constant ; sometimes, the kaolinite is the first formed and sometimes the gibbsite, depending on the conditions of alteration. The gibbsite rather forms in an environment where the leaching is oxidizing, so near the surface of the soil or in deep levels with good internal drainage. The kaolinite rather forms in hydromorphic environment, wherever water remains stagnant ; hydromorphy being more marked in profiles on acid rock, the kaolinite development is there generally more considerable. The gibbsite exists as flakes of a few microns to some ten microns, and they often associate between themselves and give high-sized fabrics especially in alterations from basic rocks. The kaolinite mainly exists as thin tablets, of extremely variable size, sometimes very large (up to 1 or 2 mm), particulary in deep clays on acid rocks. The two alteration minerals may then exist more or less abundantly in every granulometric fraction ; the study of clay fractions is not enough to caracterize an alteration complex.

- Geochemical aspect. The lateritic alteration can be defined as a generalized removal of material, from the bottom to the top of the profiles : at each level of alteration, the total of the losses always exceeds the total of the gains ; the deficit of material is at least 40 to 60 % of the initial quantity, it is maximum at the E level and in the A horizon. This deficit is essentially due to the quite total export of the basic substances and to the partial departure of the combined silica. Iron and aluminium have a more complex behaviour : on granitic rocks or similar ones, the first one always shows a deficit in the deep underground and an excess in C and mainly in B, refering to the parent rock ; the second one varies sometimes like iron but however less intensively, sometimes in a constant negative way from the base up to the summit of the profiles, where its deficit, with reference to the parent rock, seems as marked as that of the silica. These variations can be explained by admitting that some destruction of kaolinite occurs always in surface, destruction that is accompagnied either by at least partial accumulation of the alumina released, or by its almost full elimination. On quartzic diorites and on dolerites, silica exportation is more massive and rapid but the variations of iron and alumina are smaller, these two constituents seem to be less mobile than on acid rocks.

- Probable way of differenciation of the profiles. In order to explain the distribution of mineral products along the profiles, three distinct causes of differenciation must be set forth : a) descendant displacements of the material washed out in solution or in suspension, by infiltration water and by water of phreatic sheet ; b) ascendant displacements of the solutions, under the evapo-transpiration effects ; c) displacements in all directions of the ions in solution inside the solvant, independantly of any movement of the liquid (phenomena of ionic diffusion). The vertical washing out by infiltration water, more or less loaded with organic products, explains the individualisation of the three pedological horizons ; the lateral washing out by sheet of water explains a generalized deficit of material, mainly for silica and basic substances. The ascendant displacements by evapo-transpiration explain the contrasted distribution of iron (and for some profiles of alumina), distribution showing a constant deficit in hydromorphic deep levels and an excess in the ventilated near surface levels. The displacements by ionic diffusion explain that hydrolysis may progress on the alteration front even for profiles not drained at the base ; these displacements must principaly occur from the bottom of the profiles, where the solutions are continuously enriched by hydrolysis towards the summit, where they are regularly diluted by the incoming rainwater.

From all of these results, various theoric or practical conclusions can be drawn, particularly about conditions of genesis of the bauxites and the ferruginous laterites, about the definition and classification criteria of the "ferrallitic" soils, and about the relations between the type of pedological evolution and the nature of the parent rock ; and we can also, among other things, bring out some problems, as the one concerning the water regime of the phreatic sheets of the lateritic areas, the knowledge of which is very important for understanding the phenomena of lateritisation and for a better utilisation of the natural ressources.

EIGENSCHAFTEN UND ENSTEHUNG DER VERWITTERUNGSPRODUKTE VON KRISTALLEN GESTEINEN IN HUMIDEM TROPISCHEN KLIMA (FRANZ. GUYANA)

Verfasser berichtet über Verwitterungen und lateritischen Böden an Hand der eingehenden Analyse von 13 senkrechten Verwitterungsprofilen, die auf verschiedenen homogenen kristallinen Gesteinen (Graniten, Granodioriten, Quarzdioriten, Doleriten) aus Franz. Guyana entstanden. Die Arbeit besteht aus drei verschiedenen Teilen : der erste bezieht sich auf die Mineralogie der Profile, der zweite auf die Geochemie der Profile, der dritte bildet die Synthese der zwei ersten und zielt danach, die Differenzierung der Profile u.a. durch hydrologischen Kenntnisse zu erklären. Die Beobachtungen in situ haben dazu geführt, für jedes Profil 6 Verwitterungsstufen zu unterscheiden, die von oben nach unten mit den Buchstaben A bis F bezeichnet wurden : A, B un C beziehen sich auf die drei pedologischen Horizonte, die sich in der 3 bzw 5 Metern mächtigen Oberflächenzone befinden und die meistens in kulminierenden Stellen entnommen wurden, D bezieht sich auf die tiefen massiven Letten ("arènes plastiques"), E auf die stark verwitterten Gesteine und F auf die geringverwitterten Gesteine, die auf dem unverwitterten Gestein aufliegen.

METHODEN

Für die mineralogische Untersuchung wurde jedes Muster in mehrere Kornfraktionen zerteilt -Ton, Lehm, feinen Sand, groben Sand, Kies (Schotter)- die alle getrennt analysiert wurden, direkt (optisch) oder indirekt (Roentgenstrahlung) ; auf diese Art konnten die mineralogischen Änderungen, sowohl nach Verwitterungsstufen als nach Grösse der mineralischen Teilchen verfolgt werden. Für die geochemische Untersuchung (Hauptelemente), ging es darum, die Änderungen "in wahrer Grosse" längs der Profile festzustellen, so dass die Verluste und Gewinne für jedes Element und jede Zone -die pedologischen Horizonte eingeschlossen- zahlenmässig erfasst werden konnten (Verwitterungsbilanz) ; zu diesem Zweck wurden die Gewichtsgehalte auf eine gewisse Menge Quarz bezogen, da dieser Bestandteil sich als der beständigste bei der Verwitterung erwiesen hat (Iso-Quarz Prinzip). Der Quarz wurde mit einer Genauigkeit von 4 oder 5 % nach einem neuartigen und verwiegend chemischen Verfahren bestimmt. Für die Synthese wurde versucht die Gesamtänderungen der Verwitterungsbilanzen den augenblicklichen evolutiven Tendenzen gegenüberzustellen, die einer Untersuchung der gegenseitigen Beeinflussung der mineralischen Stoffe und des Grundwassers

entnommen wurden ; darum wurde die Dynamik des Wassers in den Profilen während der verschiedenen Phasen des Klimatischen Kreislaufes untersucht.

ERGEBNISSE

- Mineralogischer Gesichtspunkt. Die lateritische Verwitterung bewirkt die mehr oder weniger schnelle Vernichtung der Gesteinsmineralien : die Feldspate verschwinden schon am Fuss der Profile, desgleichen die Amphibolen und die Pyroxenen ; die Glimmer bestehen länger, zerstückeln sich aber und verändern sich in verschiedene "Mixedlayer" Mineralien ; der Quarz allein widersteht kräftig und seine Durchnittverluste in halber Profilhöhe übersteigen kaum 15 % der Änfangsmenge. Die Gesteinsmineralien werden durch die Verwitterungsmineralien abgelöst, hauptsächlich kaolinit und Gibbsit, da die durch die Verwitterung freigesetzten Eisenoxyde wenig oder schlecht kristallisiert werden. Für diese beiden Mineralien besteht keine immer gültige Entstehungsordnung ; einmal entsteht zuerst der kaolinit, ein anderesmal ist es der Gibbsit ; die Verwitterungsbedingugen sind bestimmend. Der Gibbsit bildet sich vorzugsweise in einer Umgebung, in welcher die Auslaugung oxydierend ist, so in der Nähe der Erdoberfläche oder in tiefen Zonen mit einer guten inneren entwässerung ; der kaolinit bildet sich vorzugsweise in hydromorpher Umgebung, überall da wo Wasser verweilt ; da die Hydromorphie in den Profilen auf saurem Gestein stärker ist, so ist auch dort die Entwicklung des kaolinits im allgemeinen viel stärker. Der Gibbsit existiert in Form von Flocken, von einigen μ bis zu einem Mehrfachen von zehn μ, die sich oft untereinander zusammenschliessen und Gebilde von grosser Gestalt ergeben, namentlich bei der Verwitterungen der basischen Gesteine. Der kaolinit ist vor allem in Form von Plättchen vorhanden, von sehr verschiedener, manchmal riesiger Grösse (bis zu 1 oder 2 mm), namentlich in den tiefen Letten auf sauren Gesteinen. Die beiden Verwitterungsmineralien können also in mehr oder weniger grosser Menge in allen Korngrössen vorkommen ; die Untersuchung der Tonfraktionen genügt keineswegs um einen Verwitterungsprozess zu charakterisieren.

- Geochemischer Gesichtspunkt. Die lateritische Verwitterung kann als eine verallgemeinte Stoffabfuhr von unten bis oben langs der Profile definiert werden : bei jeder Verwitterungsstufe ist die Summe der Verluste immer grösser als die der Gewinne ; der Mangel an Materie beträgt mindestens 40 bis 60 % der Anfangsmenge. Er ist maximal in der Höhe der zersetzten Gesteine und im Horizont A. Dieser Mangel ist vor allem auf die fast völlige Abwanderung der Basen und den telweisen Verlust der gebundenen kieselsäure zurückzuführen. Eisen und Aluminium betragen sich mit feineren Nuancen : auf granitischen oder verwandten Gesteinen ist stets das Eisen im tiefen Untergrund verarmt und in C und besonders in B überschussig, in Bezug auf das Ausgansgestein ; das Aluminium verhält sich manchmal wie das Eisen, wenn auch weniger intensiv, manchmal in stets negativer Weise vom Fuss bis zum Gipfel der Profile, wo sein Defizit in Bezug auf das Ausgangsgestein fast so ausgeprägt ist wie für kieselsäure. Diese Änderungen können erklärt werden, wenn man annimmt, dass es jedenfalls an der Oberfläche eine gewisse Zerstörung des kaolinits gibt, die von der wenigstens teilweisen Anreicherung des befreiten Aluminiums oder von dessen fast vollkommenen Ausfällung begleitet ist. Auf Quarz-Dioriten und auf Doleriten ist die Abwanderung von kieselsäure noch kräftiger und brutaler, aber die Änderungen von Eisen und Aluminium sind weniger stark ; diese beiden Elemente scheinen weniger beweglich als auf saurem Gestein.

- Überlegungen über die vermutliche Entstehung differenzierter Profile. Um die Verteilung der Mineralstoffe längs des Profils zu erklären, müssen drei verschiedene Ursachen angeführt werden : a) Abwärtssteigen der ausgewaschenen Materie, sei es aufgelöst oder ungelöst, durch das Sickerwasser oder das Grundwasser, b) Aufwärtssteigen der Lösungen unter Wirkung von Verdunstung, c) Verlagerung in alle Richtungen der gelösten Ionen inmitten des Lösungs, unabhängig von jeder Bewegung der Flüssigkeit (ionische Diffusion). Das senkrechte Auswaschung durch das Sickerwasser, das mehr oder weniger mit organischen Stoffen beladen ist, erklärt die Entestehung der drei pedologischen Horizonte ; die seitliche Auswaschung durch das Grundwasser erklärt den allgemeinen Substanzverlust, besonders an Kieselsäure und an Basen. Das Aufwärtssteigen durch Verdunstung erklärt die kontrastierte Verteilung des Eisens (und für manche Profile auch des Aluminiums), die einen konstanten Mangel in den tiefen hydromorphen Zonen und einen Überschuss in den oberflächlichen gelüfteten Tonen zeigt. Die Diffusionsbewegungen erklären, dass die Hydrolyse an der Verwitterungsfront weiterschreiten kann, sogar für die nicht an der Basis entwässerten Profile ; diese Bewegungen erstrecken sich wahrscheinlich vom Fuss der Profile, wo die Lösungen fortwährend durch die Hydrolyse angereichert werden, in Richtung zur Oberfläche, wo sie regelmässig durch das Regenwasser verdünnt werden.

Aus diesen Ergebnissen lassen sich verschiedene theoretische oder praktische Schlüsse ziehen, insbesondere über die Bildungsbedingungen des Bauxits und des eisenhaltigen Laterits, über die Definitions- und Klassifizierungskriterien der "ferrallitischen" Böden, über die Beziehungen zwischen dem pedologischen Evolutionstyp und den Eigenschaften des Ausgangsgesteins ; ferner kann man gewisse Probleme sufstellen, wie das Verhältnis der Grundwasser der lateritischen Gengenden, deren Ergründung ein besseres Verständnis der Lateritisationsbedingungen sowie auch einen besseren Gebrauch der natürlichen Vorkommen bedingt.

Ф. ЛЕЛОН

ПРИРОДА И ГЕНЕЗИС ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД В ТРОПИЧЕСКОМ ВЛАЖНОМ КЛИМАТЕ (ФРАНЦУЗСКАЯ ГВИАНА)

Настоящий труд, посвящённый изучению выветривания и латеритным почвам, основывается на детальном анализе тринадцати вертикальных профилей выветривания, сформированных на различных кристаллических гомогенных горных породах : гранитах, гранодиоритах, кварцевых диоритах, долеритах французской Гвианы. Он состоит из з-х частей ; в первой изучается минералогия профилей, во второй -геохимия, а третья представляет собой синтез двух предыдущих и имеет целью объяснить способ дифференциации профилей, главным образом, при помощи гидрогеологических данных.

Наблюдения в поле привели к установлению в каждом профиле 6-ти горизонтов выветривания, обозначенных сверху донизу буквами **A - F** : **A, B, C**, соответствуют трём педологическим горизонтам образовавшимся в трёх - пяти метрах от поверхности почвы и взятых обычно в возвышенных пунктах, **D** обозначает массивные глубокие глины (пластичные арены), **E** породы сильно выветренные и **F** слабо выветренные в контакте со свежей материнской породой.

МЕТОДЫ

Для минералогических исследований, каждый образец делился на несколько гранулометрических фракций : глины, алевриты, тонкие и грубые пески, гравий. Каждая фракция анализировалась отдельно прямым путём (оптический анализ) или косвенно (рентгеновые лучи) таким образом получалась возможность прослеживать минералоги ческие вариации одновременно по степени выветривания и по размерам минеральных частиц. Для геохимического исследования (касающегося главных элементов) необходимо было установить вариации в "натуральную величину" вдоль профилей, т.е. так, чтобы можно было делать подсчёт потерь или обогащений для каждого элемента и каждого горизонта (баланс выветривания) включая так-же и педологические горизонты ; эти вариации получались относя весовые содержания к определённому количеству кварца, который является наиболее устойчивым при выветривании (вывод изо - кварц). Содержание кварца вычислялось с точностью до 4 - 5% необычным, главным образом, химическим способом. Для синтеза старались сличать общие вариации, такие какими они представляются в балансе, с мгновенно эволюционными тенденциями, которые можно предвидеть анализируя взаимные реакции между минеральным веществом и подземной водой : в этих целях, изучали динамику воды в профилях в течении различных фаз климатического цикла.

РЕЗУЛЬТАТЫ

-Минералогический аспект. Латеритное выветривание вызывает более или менее быстрое разложение породообразующих минералов : полевые шпаты исчезают уже в нижней уасти профиля, так-же как и амфиболы и пироксены : слюды сохраняются более долго, но они раздробляются на мелкие частицы и приобретают слоистое строение ; один только кварц, как найболее устойчивый не поддаётся разложению, потеря его на уровне середины профиля не превышает 15 % исходного материала. Породообразующие минералы заменяются минералами выветривания, главным образом каолинитом и гиббситом : освобождённые выветриванием окиси железа кристаллизуются слабо или плохо. Для этих двух минераллов нет определенного, раз на всегда установленного порядка образования и поэтому, в зависимости от обстоятельств при которых совершается выветривание, образуется первым либо каолинит либо гиббсит. Гиббсит образуется преимущественно в среде, в которой выщелачивание имеет окислительный характер, как например вблизи поверхности почвы или в глубоких

пластах с хорошим внутренним дренажем : каолинит образуется преимущественно в гидроморфной среде повсюду, где застаивается вода ; гидроморфность будучи значительней на кислых горных породах, образование на них каолинита происходит обыкновенно гораздо сильнее. Гиббсит существует ввиде хлопков размером в несколько μ или несколько сотен μ часто собираясь в крупные хлопья, в особенности при выветривании сновных горных пород. Каолинит существует главным образом ввиде табличек весьма различной величины, достигающей иногда гигантских размеров (до 1 - 2 мм) в особенности в глубоких глинах кислых горных пород. Эти минералы выветривания могут существовать в более или менее большом количестве во всех гранулометрических фракциях : изучение глинстых фракций совершенно недостаточно для характеристики комплекса выветривания.

- Геохимический аспект. Латеритный процесс выветривания может быть определён как общая, снизу до верху профиля, потеря вещества : на каждом уровне выветривания сумма потерь всегда превышает сумму обогащений ; вещественный дефицит достигает по меньшей мере 40 - 60 % исходного материала с максимумом на уровне разложенных горных пород и в горизонте А. Этот дефицит обязан главным образом почти полному выщелачиванию оснований и более или менее массовому вымыванию связанного кремнезёма. Поведение железа и алюминия несколько иное : на гранитных или близким к ним горных породах железо, в глубокой подпочве, находится всегда в дефиците, а в горизонте С и в особенности в В в избытке по сравнению с материнской породой ; алюминий - же варьирует или как железо, хотя и менее интенсивно, или совершенно негативно, снизу до верху профиля где его дефицит, по отношению к материнской породе, является почти таким-же как и дефицит кремнекислоты. Эти вариации обьясняются допуская возможность существования во всех случаях некоторого разложения каолинита на поверхности, разложение которое сопровождается или накоплением, хотя-бы и частичным, освобождённого глинозёма или почти полным устранением его.

На кварцовых диоритах и на долеритах вынос кремнезёма является еще более резким и сплошным, но вариации железа и алюминия выражаются менее ярко ; эти два элемента кажутся менее подвижными чем на кислых горных породах.

- Вероятный способ дифференциации профилей. Чтобы обьяснить распределение минерального вещества вдоль профилей необходимо напомнить о трех различных причинах дифференциации : (а) нисходящее перемещение вещества увлекаемого в растворе или суспензии инфильтрационной и пластовой водой ; (в) восходящее перемещение растворов под влиянием испарения или потения ; (с) передвижение ионов во всех направлениях в растворе независимо от движения самой жидкости (феномен ионной диффузии). Вертикальное увлечение инфильтрационной водой, более или менее насыщенной органическим веществом, обьясняет индивидуализацию трех педологических горизонтов ; боковое увлечение пластовой водой обьясняет существование общего дефицита, в особенности кремнезема и оснований. Восходящее передвижение через испарение даёт отчёт о контрасте в распределении железа (и в некоторых профилях глинозёма), что указывает на его постоянный дефицит в глубоких гидроморфных пластах и на излишек в поверхностных, проветренных пластах. Передвижение через ионную диффузию обьясняет, что гидролиз может прогрессировать к фронту выветривания даже в профилях без дренажа в основании ; эти передвижения должны совершаться в особенности от основания подпочвенной воды, в которой они постоянно обогащаются гидролизом, к верху где они регулярно разбавляются привносом дождевой воды.

Из всех этих результатов можно вывести разные теоретические и практические заключения касающиеся, в особенности, условий генезиса бокситов и железестых латеритов, о критериях определения и классификации "железисто-аллитных" почв, об отношенях между типом педологической эволюции и природой первоначальной породы ; и кроме этого возможно выделить некоторые проблемы, как например, режим водоносных слоев латеритных областей, углубление которых кондиционирует одновременно лучшее познание условий латеризации и лучшее использование естественных богатств.

GÉNÉRALITÉS

INTRODUCTION

Le caractère spectaculaire des formations d'altération dans les régions chaudes et humides, leur volume considérable, leur importance économique, les particularités morphologiques, pédologiques et hydrologiques dont elles sont la cause dans ces régions ont depuis toujours attiré l'attention des observateurs. Aussi ont-elles l'objet de recherches nombreuses et variées, fondamentales ou appliquées, de la part de multiples spécialistes.

Leur étude théorique connait un regain d'intérêt depuis que, à la suite d'Erhart (1956), les géologues insistent davantage sur les phénomènes dont la partie toute superficielle des continents est le siège : essayant d'interpréter les successions très variées de couches sédimentaires qu'ils observent, ils remarquent que la matière première de ces sédiments doit être recherchée non seulement dans les masses rocheuses que l'érosion démantèle mais aussi, et peut être de façon plus fréquente, dans les sols. Ceux-ci, malgré leur épaisseur négligeable comparée à celle des couches sédimentaires, se forment si vite à l'échelle des temps géologiques que l'érosion n'en vient jamais à bout si ce n'est localement sur quelques montagnes ou dans les déserts.

Or les matériaux du sol et particulièrement ses particules fines portent habituellement la marque des conditions de surface où ils prennent naissance ; ils sont capables en particulier de refléter les caractères du climat, de la végétation et de la morphologie. Lorsqu'on les retrouve dans les sédiments, ces matériaux apportent une information très précieuse pour la reconstitution des paysages anciens, comme le montrait Millot en 1964. C'est dire que l'étude des sols devient un chapitre fondamental de la sédimentologie et de la stratigraphie.

Les formations superficielles caractéristiques du milieu équatorial présentent un intérêt tout particulier : ce milieu est probablement le plus actif générateur d'argiles qui existe à la surface du globe et il constitue à ce titre une des sources les plus productives de sédiments détritiques fins. Aussi l'analyse détaillée de ces formations peut servir à éclairer l'origine et l'histoire de nombreux dépôts. Elle permet surtout de préciser certains aspects, encore obscurs ou controversés, relatifs à la genèse des sols des régions tropicales humides et des concentrations d'aluminium et de fer qui leur sont liées.

DONNEES ACQUISES

I – MORPHOLOGIE DE L'ALTERATION LATERITIQUE

Dans la zone inter-tropicale humide, l'altération est profonde et donne naissance au-dessus de la roche mère à une épaisse couverture de matériaux meubles ou indurés, souvent argileux et vivement colorés, pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres. D'après les descriptions qui ont été faites (Lacroix, 1913, 1934 ; de Lapparent, 1923 ; Harrison, 1933, Erhart, 1935, 1939 ;

Aubert, 1954 ; Leneuf, 1959 ; Millot, 1964), on peut distinguer trois niveaux principaux d'altération.

- A la base, les formations ont encore une allure rocheuse, elles concervent l'architecture de la roche mère, fait qui indique que l'altération se produit dans sa phase initiale sans variation appréciable de volume. La roche perd peu à peu sa cohérence, son éclat devient plus terne, probablement par suite de la microdivision des minéraux : c'est le stade du blanchiment quand les grains restent liés entre eux et de l'arénisation quand ils cessent de l'être. Puis les minéraux altérables sont progressivement décomposés, la roche devient poreuse, voire vacuolaire ; quand cette transformation s'accompagne d'une rubéfaction profonde, les grains résiduels sont parfois solidement cimentés par les oxydes de fer, la roche retrouve une certaine dureté. A ce stade, elle ressemble à un pain d'épice ou à une pierre ponce selon le type de roche mère. Toutes ces altérations rocheuses sont très inégalement développées.
- Au-dessus de ces formations et parfois les emballant, des masses argileuses diversement colorées (blanc, gris, jaune, rouge et violet), souvent tachetées ou bariolées, constituent un ensemble d'aspect compact et de consistance plastique : c'est la lithomarge formation où la texture de la roche mère peut être encore dicernable. Parfois réduite et même absente, la lithomarge a très souvent une puissance considérable, notamment sur roches acides ; mais elle est très monotone, sans différenciation notable de bas en haut.
- Au sommet, dans la tranche de pénétration des racines, les trois horizons pédologiques s'individualisent. Les textures originelles sont totalement détruites. L'horizon C et l'horizon B se distinguent des argiles sous-jacentes par une couleur plus soutenue et plus uniforme (ocre, rose ou rouge) et par une structure caractéristique souvent en agrégats ; l'horizon A superficiel est de consistance sableuse ou grumeuleuse, sa couleur est moins vive et plus sombre que celle des horizons sous-jacents. C'est dans cette tranche façonnée par la pédogenèse que l'on observe souvent des phénomènes de concrétionnement et d'induration.

Les auteurs ne sont pas toujours d'accord sur la façon de définir ces trois niveaux. Les termes abondent : zone de départ ou inférieure, zone tachetée ou moyenne, zone de concrétions ou supérieure. Mais ces locutions ne sont pas toujours employées dans le même sens. Pour éviter toute ambiguité, on se servira ici d'un langage nouveau : zone de décomposition correspondant aux altérations rocheuses, zone intermédiaire correspondant à la lithomarge, zone de pédogenèse correspondant à la tranche superficielle. L'expression zone inférieure d'altération (ou zone de cémentation) est réservée pour désigner la tranche de l'écorce terrestre où les minéraux des roches d'origine profonde sont destabilisés et subissent des transformations diverses indépendamment du climat local (Lelong et Millot, 1967).

II – MINERALOGIE DE L'ALTERATION LATERITIQUE

Millot, s'appuyant sur les principales études publiées et sur ses propres recherches, a présenté récemment une longue mise au point à ce sujet (1964). Les trois minéraux essentiels de l'altération latéritique sont : la goethite, la kaolinite et la gibbsite. La première existe de façon assez uniforme, du moins sur des roches mères d'une teneur en fer donnée. Les deux autres par contre montrent souvent des variations complémentaires selon l'intensité des précipitations et la qualité du drainage : un lessivage abondant favorise le développement de la gibbsite, à condition que le drainage reste excellent. Un lessivage plus réduit et surtout un engorgement plus ou moins permanent du sol favorisent par contre le développement de la kaolinite ; ce minéral caractérise en particulier les tranches de sol situées sous le niveau hydrostatique. Mais il existe souvent en outre, à la base des profils, des minéraux bâtis sur le type mica (illite, chlorite, montmorillonite) ; leur présence éphémère à proximité du front d'altération des roches saines est souvent interprétée comme le résultat d'une néoformation dans un milieu encore assez riche en bases et où le pH reste alcalin.

La répartition des deux principaux minéraux d'altération (kaolinite et gibbsite) selon les roches mères et l'ordre suivant lequel ils se développent sont des points encore discutés.

A - REPARTITION DE LA GIBBSITE ET DE LA KAOLINITE

Lacroix (1934) remarquait que les latérites gibbsitiques sont habituellement liées aux syénites et aux gabbros et que les argiles latéritiques (kaoliniques) sont plutôt liées aux granites, gneiss et micaschistes. Mais il ajoutait que dans certains pays l'altération ménagée en kaolinite semble

la règle, quelles que soient les roches mères. Segalen (1956) de son côté a montré que gibbsite et kaolinite se répartissent à Madagascar d'une façon presque indépendante de la composition de la roche mère, en fonction de facteurs climatiques : la gibbsite se développe dans une zone bien définie où les pluies annuelles dépassent 1 mètre et où la température moyenne est comprise entre 14 et 24°.

Cependant d'une façon générale les pédologues (Aubert et Duchaufour, 1956 ; Duchaufour, 1965) admettent que les sols normalement drainés, formés sur roches mère basiques ("ferrallites vraies" des pédologues français) sont beaucoup plus riches en gibbsite que les sols de situation topographique comparable formés sur roches mères acides (sols "faiblement ferrallitiques").

B - LEUR ORDRE DE DEVELOPPEMENT

Harrison distinguait en Guyane Anglaise d'une part les altérations des roches acides où la désilicification n'est que progressive et où la kaolinite est le premier minéral d'altération formé, d'autre part les altérations des roches basiques et intermédiaires où la désilicification est d'emblée totale (ou presque totale) et où la gibbsite apparaît la première (faciès "primary laterite") ; pour celles-ci, la formation de la kaolinite n'intervient qu'ultérieurement : les terres latéritiques argileuses, bien développées dans les zones topographiques basses, résulteraient de la resilicification de la latérite primaire.

Cependant d'autres études tendent à prouver que la composition des roches mères n'est pas le principal facteur déterminant la nature de l'évolution. Ainsi Leneuf (1959) montre qu'en Côte d'Ivoire la gibbsite apparaît couramment sur granite dès les stades initiaux de l'altération : cela se produit dans les enduits recouvrant les dalles nues, dans les parois de diaclases et même dans le sous-sol lorsque celui-ci est bien drainé. De même Wollast en 1961 au Congo, Watson en 1962 en Rhodésie, Stephen en 1963 au Nyassaland, Lelong en 1964 en Guyane, Delvigne en 1965 en Côte d'Ivoire décrivent des profils sur roches granitiques dont les termes de base, souvent discrets, sont surtout gibbsitiques : la kaolinite ne semble se former que plus tard, vraisemblablement aux dépens de la gibbsite. Les latérites rocheuses à gibbsite ne caractérisent donc pas seulement les roches basiques. Les terres latéritiques à kaolinite de leur côté existent sur toutes roches mères, mais elles se développent beaucoup plus abondamment sur roches acides.

L'évolution constatée de bas en haut des profils ne se limite pas là. Quoiqu'il en soit de son origine, qu'elle apparaisse la première ou seulement après la gibbsite, la kaolinite ne semble pas toujours parfaitement stable sous climat chaud et humide : sa quantité paraît parfois diminuer à proximité de la surface au profit de la gibbsite. Mohr et Van Baren (1954), Segalen (1956), Grim *et al.* (1959), Lajoinie et Bonifas (1961) et Bates (1962) donnent des exemples où l'hydrate d'alumine semble bien être le terme final de l'évolution.

Notons pour terminer que les différents faciès minéralogiques de l'altération ne se manifestent pas toujours sur le terrain par des niveaux distincts régulièrement étagés : de Lapparent (1939) a décrit un bel exemple d'altération "contrastée" d'un granite guinéen, montrant la coexistence, à un même niveau, d'arènes kaoliniques et de boules granitiques gibbsitisées.

III – GEOCHIMIE DE L'ALTERATION LATERITIQUE

L'altération provoque des variations chimiques considérables. Ainsi, les alcalins et les alcalino-terreux sont rapidement évacués, ils disparaissent presque totalement dès les phases initiales et leur élimination s'accompagne du départ plus ou moins massif de la silice qui leur était associée dans les réseaux silicatés. L'aluminium, le fer et le titanium sont par contre moins mobiles, ils se trouvent ainsi concentrés dans les formations résiduelles. Tous les auteurs sont d'accord sur ce point (Harrison, 1933 ; Bonifas, 1959 ; Leneuf, 1959 ; Millot, 1964 ; Delvigne, 1965).

Les variations de détail correspondant à chaque niveau demeurent par contre mal définies, notamment celles qui se produisent dans la zone intermédiaire et dans la zone de pédogenèse. Les mouvements de matière existant à ces niveaux sont difficiles à saisir, car en général on ne peut pas postuler que les volumes sont conservés : le raisonnement isovolumétrique (Millot et Bonifas, 1955), si précieux pour analyser le comportement différentiel des éléments chimiques, cesse d'être utilisable.

GEOGRAPHIE DE LA GUYANE FRANÇAISE

Le cadre géographique de cette étude est bien connu (Choubert, 1949, 1957, 1960 ; Aubert de la Rue, 1953 ; Hurault, 1953 ; Boyé, 1963 ; Hiez et Dubreuil, 1964 ; Lévêque, 1965), en grande partie grâce aux travaux effectués par l'Institut français d'Amérique tropicale (Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer) dans plusieurs disciplines de base : géologie, hydrologie, pédologie, sédimentologie, océanographie et botanique.

On ne donnera ici qu'un aperçu très général du paysage guyanais : il suffit de rappeler les grands traits nécessaires à la compréhension du problème abordé. Seuls les caractères climatiques seront quelque peu détaillés, puisque l'altération superficielle en dépend étroitement.

I – LE PAYSAGE GUYANAIS

La Guyane française avec ses 83 000 km^2 est de beaucoup la plus petite des trois Guyanes ; elle ne constitue qu'une part infime du bouclier guyanais qui s'étale sur 1 700 000 km^2 au Nord-Est du Continent sud-américain entre l'Orénoque et l'Amazone. Elle est située tout près de l'équateur entre les parallèles 2° et 6° N.

On y distingue deux zones d'importance très inégale :

- La zone cotière, représentant 6 % de la surface totale, forme une bande longeant l'Océan, large de 18 km en moyenne. Cette zone est plate, son altitude maximum ne dépasse pas 50 m ; elle est formée de sédiments quaternaires, le plus souvent sableux, et de sédiments actuels (provenant du bassin de l'Amazone) qui se déposent périodiquement sur les surfaces basses. C'est une zone de savanes : savane sèche sur les sables quaternaires, savane humide ("terres basses") sur les dépôts argileux actuels.
- La zone continentale à substratum ancien (séries antécambriennes métamorphiques et granites divers) constitue le reste du territoire. Son relief est dans l'ensemble monotone et peu accentué. On peut cependant distinguer au nord une chaîne de 2 à 300 m d'altitude moyenne, allongée parallèlement à la zone cotière, au centre une pénéplaine en dôme culminant à 5 ou 600 m et s'abaissant à 100 ou 200 m à la périphérie, au sud une pénéplaine pratiquement nivelée à 250 m d'altitude. La chaîne septentrionale correspond surtout à des schistes et quartzites métamorphiques (séries d'Orapu et du Bonidoro), la pénéplaine centrale à des granites et à des roches vertes ou à des laves (série de Paramara) ; la pénéplaine sud est essentiellement granitique. Le modelé des aires granitiques est typique : il est fait d'une multitude de petites collines généralement surbaissées (moins de 40 m de haut), à profil arrondi, séparées par un réseau de thalwegs très dense. Sur certains types de granite (granite caraïbe), les collines sont plus hautes et plus espacées.

Dans toute la zone continentale, uniformément forestière (grande forêt équatoriale, de qualité du reste inégale), le substratum est recouvert d'un épais manteau d'altération : les roches saines n'affleurent guère qu'au fond des thalwegs. Accidentellement quelques dômes de granite font saillie ("inselberg"). Le manteau d'altération est surtout constitué de produits argileux meubles. Les tables de cuirasse latéritique ont une extension réduite : elles couronnent certains massifs de schistres métamorphiques ou de roches vertes, toujours en surplomb par rapport aux reliefs avoisinants, et forment plusieurs niveaux étagés à des altitudes de plus en plus basses en s'approchant de l'Océan.

Les phénomènes d'altération étudiés se rapportent à la zone continentale : ils ont trait à des formations éluviales développées aux dépens de massifs rocheux normalement drainés ("terres hautes"). L'altération des massifs plus ou moins totalement immergés qui existent sous les sédiments récents dans la zone cotière n'a peut être rien de commun avec celle qui caractérise les "terres hautes".

II – DONNEES CLIMATIQUES

Le climat de la Guyane française est équatorial, chaud, très pluvieux et donc très humide. La chaleur est tempérée par les vents alizés soufflant de l'E et du NE. D'un bout à l'autre de l'année, les températures nocturnes restent très constantes entre 22 et 23° C ; les températures diurnes varient un peu plus (entre 29 et 33° C), elles sont maximum pendant la saison sèche. Le régime des pluies permet de distinguer quatre saisons de durées inégales :

- la première saison des pluies (décembre à février),
- la petite saison sèche (mars),
- la deuxième saison des pluies (avril à juillet),
- la grande saison sèche (juillet à décembre).

La pluviométrie moyenne varie entre 2 100 et 4 200 mm par an selon les régions : sa répartition approximative est représentée sur la figure 1. On compte environ 200 à 250 jours de pluie par an et les 9/10 des précipitations tombent de décembre à juillet. Leur intensité est plus forte dans les zones les plus arrosées : ainsi l'averse journalière maximum, de fréquence annuelle unité, est voisine de 100 mm là où les pluies dépassent 3 000 mm, elle est voisine de 50 mm, là où les pluies sont inférieures à 2 500 mm.

Les données disponibles sur l'évaporation directe n'ont guère qu'une valeur relative, car elles proviennent de mesures faites à l'évaporomètre Piche : la bande cotière évapore plus de 1 000 mm par an, l'intérieur du pays évapore 850 mm et l'évaporation apparaît près de deux fois plus intense en saison sèche que pendant les pluies (1,2 à 2 mm par jour en avril-mai contre 2,5 à 4,2 mm en octobre). L'évapotranspiration totale a pu être évaluée de façon beaucoup plus satisfaisante en mesurant le déficit d'écoulement annuel : elle oscille entre 1 450 et 1 650 mm par an (fourchette définie au moyen de 9 bassins distincts, cf. Hiez et Dubreuil, 1964) ; les coefficients d'écoulement correspondant sont en général compris entre 30 et 40 %. La lame d'eau écoulée, variable de 800 à 1 200 mm, est nettement inférieure à la lame d'eau drainant à travers les profils, calculée par la formule empirique de Aubert et Henin, (1945) : les chiffres obtenus par cette formule sont en effet compris entre 1 500 et 3 000 mm selon les stations. L'écart pourrait correspondre au moins en partie à la lame infiltrée reprise par l'évapotranspiration différée.

NOMENCLATURE DES NIVEAUX-TYPES D'ALTERATION

Toute étude sur l'altération des roches, effectuée à partir de matériaux de terrain, consiste à chercher les relations pouvant exister entre les caractères d'échantillons représentatifs et les conditions naturelles auxquelles ils sont soumis. Une telle recherche comporte donc deux aspects : l'analyse des matériaux considérés séparément d'une part, et l'étude de leur situation dans le milieu où ils se trouvent d'autre part. C'est en confrontant les faits relatifs à ces deux aspects que l'on peut tenter d'établir des liens de cause à effet entre certains facteurs du milieu et certains caractères des matériaux étudiés.

L'étude de la situation des échantillons pose le problème de leur nomenclature. Il faut trouver un système de désignation permettant de distinguer les principales différenciations créées par l'altération (faciès d'altération) : à chaque faciès correspond en effet certaines conditions de formation et de gisement qui lui sont propres. Habituellement les faciès d'altération se répartissent en niveaux superposés ; en Guyane, on peut en général reconnaître 6 niveaux distincts à partir de la roche mère (G).

- Le niveau F correspond à des roches faiblement altérées, déjà friables, mais toujours identifiables : les minéraux primaires altérables ne sont que partiellement détruits. La densité apparente de ce faciès d'altération varie entre 2 et 2,5, pour des roches de composition granitique ou apparentée.
- Le niveau E correspond à des roches fortement altérées, d'aspect vacuolaire, voire caverneux : presque tous les minéraux altérables sont détruits mais la carcasse rocheuse est souvent solidifiée par un ciment ferrugineux. La densité apparente de ce faciès oscille entre 1,5 et 2.
- Le niveau D correspond à des argiles massives, d'aspect compact, de consistance plastique à l'état humide ; le quartz est pratiquement le seul minéral primaire encore encore présent. Mais ces argiles conservent encore l'architecture de la roche mère, comme les arènes des régions tempérées ; pour cette raison on les désigne ici par le vocable d'"arènes plastiques". Elles correspondent approximativement aux "argiles tachetées" des pédologues ; cependant en profondeur leur teinte est souvent uniforme. La puissance de ce niveau est très variable, elle est souvent considérable.
- Le niveau C correspond à des formations argilo-sableuses, à structure en agrégats irréguliers, réparties à la base de la zone de pénétration des racines. Ce niveau, épais de quelques dm à quelques m, se distingue du précédent par la disparition de l'architecture originelle.
- Le niveau B correspond à l'horizon d'accumulation ; de puissance variable comme le précédent, il s'en distingue par une couleur généralement plus vive et une structure souvent plus massive.

- Le niveau A correspond à l'horizon superficiel, sablo-argileux, coloré par la matière organique, à structure finement grumeleuse ; son épaisseur se limite à quelques dm.

Lorsque plusieurs échantillons représentent un même terme d'altération mais à des profondeurs différentes, un chiffre romain ajouté aux symboles précédents (p. ex. C I, C II, C III, en allant de haut en bas) permet de les distinguer. Enfin les termes de passage ou les produits de mélange sont désignés par un symbole mixte (p. ex. AB ; passage de A à B ; EB : morceau de roche très altérée dans un horizon B...).

Dans le profil-type ainsi défini, l'existence de ces six termes distincts traduit non seulement des différences de degré d'évolution (l'altération est en principe d'autant plus avancée que le niveau est plus superficiel), mais aussi certaines variations des facteurs du milieu. Ainsi les deux termes rocheux de la base du profil se distinguent des quatre termes argileux par un contraste marqué de leurs propriétés physiques. Dans un cas il s'agit de formations cohérentes, où la destruction des minéraux altérables entraîne la formation de vides plus ou moins grossiers : la perméabilité à l'eau et à l'air est souvent excellente. Dans l'autre cas il s'agit de formations meubles qui, en dépit d'une forte porosité, restent peu perméables à cause de l'extrême finesse des pores. Ainsi les trois termes superficiels sont ceux où l'action de la végétation se manifeste de façon visible : en A par l'accumulation de matière organique, en B par le dépôt de la matière mobilisée dans l'horizon A par les complexes organiques, en A, B et C par le travail mécanique des racines. Ainsi le milieu argileux profond (arènes plastiques) se distingue des niveaux argileux superficiels par une hydromorphie beaucoup plus accentuée, l'évapotranspiration devenant nulle ou négligeable et le drainage interne restant médiocre sinon mauvais.

En conséquence la nomenclature décrite précédemment permet à la fois de définir la position relative des échantillons dans les profils et de rappeler les principales caractéristiques du milieu de genèse correspondant à chaque niveau : état physique du matériau, mode de relation avec l'eau et avec la matière organique. Seul le facteur topographique n'est pas pris en considération. Ce facteur est important : l'altération ne se produit pas de la même façon sur les sommets, sur les versants et dans les bas-fonds. Mais il est facile de garder cela en mémoire quand on cherche à comparer des profils développés dans des conditions de station différentes. Il n'est pas nécessaire d'en tenir compte dans la nomenclature.

Cette nomenclature ne correspond pas exactement à celle des pédologues. La raison en est simple : il n'existe pas de nomenclature pédologique complète pour les profils extrêmement épais comme ceux des régions latéritiques. Vouloir à tout prix établir pour ces profils les mêmes coupures que celles en usage pour les sols tempérés, dix à cent fois moins épais, paraît illusoire. Il vaut mieux chercher quelles sont les analogies : dans les deux cas, trois horizons s'individualisent dans la tranche de terrains superficiels sous l'influence de la végétation. On peut donc les désigner de la même façon à l'aide des symboles A, B et C. Les profils latéritiques montrent en outre des niveaux de décomposition, variés et épais, dont la formation ne paraît pas en relation directe avec la pédogénèse. Il est logique de les désigner par les lettres suivantes. Selon ce schéma, le niveau d'arènes plastiques (terme D) peut être considéré comme le matériau originel des trois horizons différenciés en surface : on verra plus tard le bien fondé d'une telle conception.

SITUATION ET DESCRIPTION DES PROFILS ETUDIES

L'étude entreprise ici consiste en l'analyse de profils d'altération sous climat équatorial en fonction de deux facteurs principaux : nature de la roche mère et conditions géomorphologiques. En effet les deux autres grands facteurs qui commandent l'altération, le climat et la végétation, agissent de façon sensiblement identique pour tous les profils sélectionnés.

Comme il s'agit de définir l'évolution progressive produite par l'altération météorique, deux précautions doivent être prises et une inconnue surmontée.

- Les précautions : il faut s'assurer que les roches mères sont homogènes et que les produits résiduels qui leur sont superposés en dérivent par une filiation directe. Autrement dit les variations observées doivent être indépendantes de différences de composition originelle : on précisera par la suite les précautions prises pour obtenir toute garantie à ce sujet.

- L'inconnue : elle est liée à l'éventualité de changements climatiques et elle paraît difficilement surmontable en l'état actuel de nos connaissances : si constants que puissent paraître le climat et la végétation de Guyane à l'heure actuelle, rien ne dit qu'il en a toujours été ainsi. La genèse des altérations guyanaises doit en effet s'enraciner dans un passé très ancien (tertiaire ?) et l'on ne sait quasiment rien sur les conditions bio-climatiques qui ont régné sur la Guyane à cette époque. On ne peut donc pas postuler que ces altérations résultent d'une évolution simple et uniforme. Selon Choubert (1957), les cuirasses latérito-bauxitiques qui forment en Guyane différents niveaux étagés auraient un âge villafrancien ou tertiaire : le fait qu'elles paraissent actuellement en voie de destruction indiquerait que le climat lors de leur formation était sensiblement différent du climat actuel. Cependant, même s'il était alors plus sec, il ne devrait pas moins être très latéritisant. D'ailleurs, selon Cailleux (1959), les variations climatiques auraient été faibles en Guyane, plus faibles que dans toutes les régions jusqu'ici étudiées.

On retiendra ici à titre d'hypothèse que l'altération latéritique s'est poursuivie en Guyane de très longue date et qu'en outre les niveaux les plus profonds (derniers formés), au contact de la roche saine, ont connu une histoire relativement simple : on en veut pour preuve l'abaissement presque continu du niveau de base qui s'est manifesté dans cette partie du continent Sud-Américain pendant le Quaternaire et le Récent (Choubert, 1957).

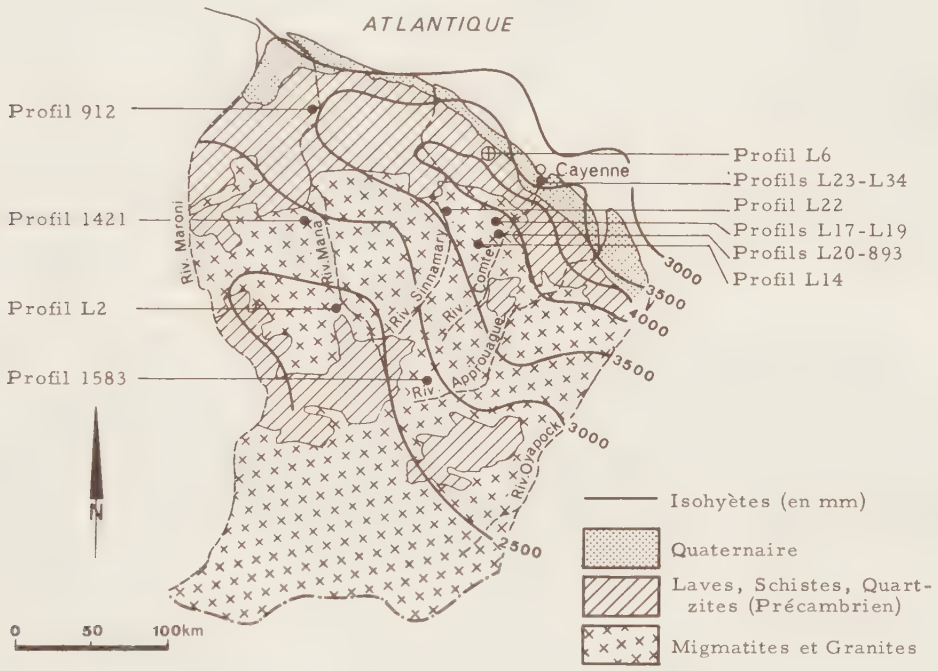


FIGURE 1 - Localisation des profils sur la carte géologique schématique de la Guyane française.

Les échantillons guyanais étudiés ici se répartissent en deux lots :

- Un lot de 50 échantillons prélevés par l'auteur en 1958 et 1959 après une reconnaissance approfondie du terrain : ils illustrent la décomposition de diverses roches cristallines homogènes de nature variée (granites, diorites quartziques et dolérites). Ils sont répartis en huit profils distincts (profils 2, 6, 14, 17-19, 20, 22, 23 et 34), qui ont été sélectionnés parmi une vingtaine d'autres à cause de leur homogénéité, à la suite d'analyse préliminaires portant sur les fractions grossières (Lelong, 1959).

- Un lot de 46 échantillons prélevés par A. Lévêque, pédologue à l'O.R.S.T.O.M., entre 1959 et 1962. Ils sont répartis en quatre profils (profils 893, 912, 1421 et 1583), tous formés sur roches granitiques. L'échantillonnage le long de ces quatre profils est très serré, il permet de suivre les effets de l'altération d'une façon très progressive jusqu'à l'horizon superficiel. Ces profils ont été

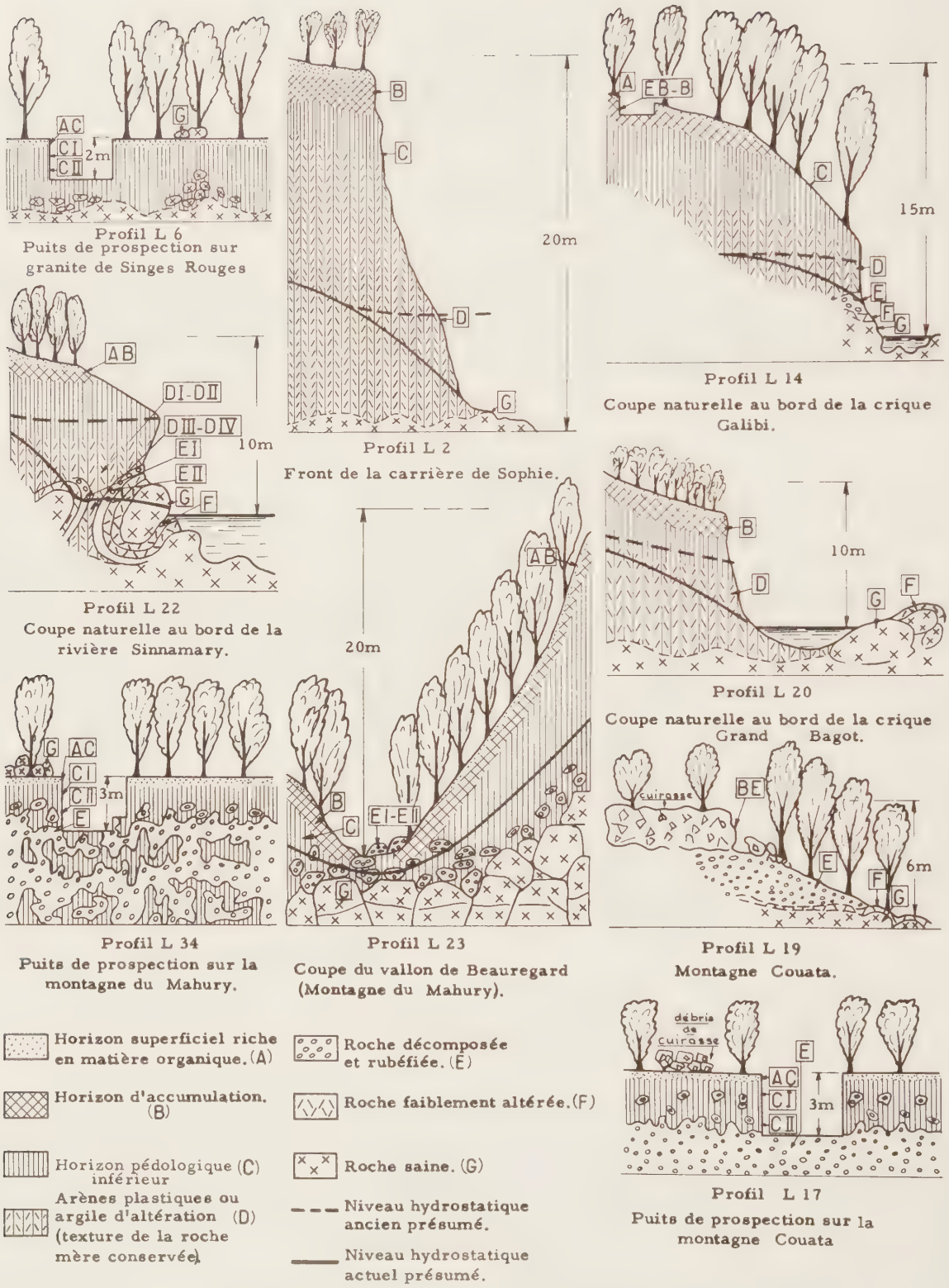


FIGURE 2 - Caractères morphologiques des sites et position relative des échantillons.

soigneusement décrits par Lévêque (1963), qui les considère comme les meilleurs exemples possibles pour étudier l'altération indépendamment de tout facteur parasite.

N° DU PROFIL	MINERAUX CONSTITUANTS DES ROCHES							DESIGNATION DES ROCHES
	Quartz	Fedspaths K	Plagioclases*	Micas noirs**	Micas blancs	Pyroxènes	Magnétite et ilménite	
2	39	23	34 (5 %)	4				Granite à biotite "caraïbe"
6	34	21	25 (6 %)		20			Granite à muscovite "galibi"
14	37	5	44 (20 %)	14				Granito-gneiss à biotite "guyanais"
17-19	3	3	33 (50 %)			50	11	Dolérite
20	25	12	42 (30 %)	21				Granodiorite "hyléenne"
22	33	6	48 (26 %)	13				Granite à biotite "guyanais"
23	19	1	47 (28 %)	33				Diorite quartzique "hyléenne"
34	19	2	45 (25 %)	34				Diorite quartzique "hyléenne"
893	24	3	51 (32 %)	22				Granodiorite "hyléenne"
912	35	18	28 (6 %)	3	16			Granite à muscovite "galibi"
1 421	36	12	38 (14 %)	2	12			Granite "guyanais"
1 583	35	12	34 (9 %)	2	16		1	Granite "caraïbe"

TABLEAU I. - Composition minéralogique et désignation des roches mères (pourcentages obtenus par le calcul en partant de l'analyse chimique séparée des minéraux blancs et des minéraux colorés). Pour la signification des termes utilisés, se reporter à Choubert (1960).
*Chiffre entre parenthèses: teneur en anorthite. **Micas noirs + amphiboles dans le cas des profils 20, 23, 34 et 893.

La définition pétrographique des roches mères correspondant à ces douze profils est donnée dans le tableau I. La localisation géographique des sites est indiquée sur la figure 1 : la plupart des profils sont groupés dans le Centre-Nord de la Guyane. On a représenté sur la figure 2 les traits morphologiques de chaque site et la position relative des échantillons du premier lot. Ces indications ne sont pas nécessaires pour les autres échantillons, leurs conditions de gisement étant beaucoup plus uniformes. Dans le cas des profils sur granite, les paysages environnants sont toujours assez comparables : il s'agit de surfaces pénéplanées, à relief en "ruche" (Choubert, 1960), constituées de colonnes surbaissées, hautes de quelques dizaines de mètres, et découpées par un réseau de thalwegs à maille régulière et dense ; le relief vu d'avion est monotone et les paysages sont dans l'ensemble très plats (planche I, photos a et b).

Les caractéristiques de détail, propres à chaque profil, sont les suivantes :

Profil 2. - Prélèvements à Sophie (Guyane centrale) le long du front de taille de la colline de l'exploitation aurifère. Ce front, constitué d'arènes et d'argiles latéritiques, comprend de bas en haut :

- des blocs de granite sain, du type "caraïbe" (éch. G) ;
- 10 m d'arènes plastiques blanches à texture originelle conservée (éch. D) ;
- 10 m d'argiles latéritiques, de couleur blanche en profondeur devenant ocre pâle vers la surface (éch. C) ;
- 2 à 3 m formant un horizon argilo-sableux vivement coloré en rouge (éch. B), passant en surface à un mince horizon organique.

Au sommet du front de taille, la surface topographique à peu près horizontale est recouverte par une grande forêt ; la pluviosité annuelle est de 2,5 m environ.

Profil 6. - Prélèvements dans un puits de prospection de la région de la Crique Singes Rouges (Nord de la Guyane). Le profil comprend de bas en haut :

- des blocs de granite sain, du type "galibi" (éch. G) ;
- 1,50 m de sables argileux latéritiques jaune (éch. C I et C II) peu différenciés selon la profondeur ;
- 0,50 m de sables argileux latéritiques humifères (éch. AC), passant progressivement à la litière végétale superficielle.

La surface topographique est horizontale dans une région très plate, toute couverte de grande forêt ; la pluviosité annuelle est de 3,5 à 4 m par an.

Profil 14. - Prélèvements le long d'une coupe naturelle sur la rive gauche de la Crique Galibi (Centre Nord de la Guyane). On y trouve :

- des blocs de granite sain (éch. G), et des blocs altérés (éch. F), affleurant dans la Crique (granite "guyanais");
- au pied de la colline, entaillé par l'érosion sur une tranche de 5 à 10 m, un niveau irrégulier de granite complètement altéré et rubéfié (éch. E), passant vers le haut à des arènes plastiques (éch. D) ;
- au sommet de la colline, 15 m au-dessus de la crique, les deux horizons superficiels du profil : l'horizon humifère, sablo-argileux, brun, de 0,50 m d'épaisseur (éch. A) et l'horizon d'accumulation, argilo-sableux, ocre rouge, avec quelques débris rocheux concrétionnés (éch. B et EB).

Sur la pente, entre le sommet et le pied de la colline, le sol montre des caractères intermédiaires entre ceux des horizons B et D décrits précédemment : il est argilo-sableux mais moins compact que B, et il est assez vivement coloré (éch. C).

Le versant et le sommet de la colline sont recouverts de grandes forêts : la pluviosité annuelle est de 3,5 à 4 m.

Profils 17-19. - Prélèvements le long d'une coupe naturelle et dans un puits de prospection sur la Montagne Couata (Centre-Nord de la Guyane).

- On trouve, le long de la coupe, sur le versant Est de la montagne, étagés en gradins sur une dizaine de m de hauteur :
  . à la base des dalles de dolérite saine (éch. 19 G) ;
  . puis un niveau de dolérite blanchie (éch. 19 F) ;
  . puis un niveau de dolérite complètement altérée et rubéfiée (éch. 19 E) ;
  . enfin au sommet du versant, un lambeau de cuirasse ferrugineuse (éch. 19 BE).
- On trouve dans le puits de prospection creusé à proximité du sommet, qui est dépourvu de cuirasse en cet endroit :
  . à 2 ou 3 m de profondeur, des dolérites rubéfiées analogues à celles de l'échantillon E ;
  . 1 à 2 m de sol brun rouge, argilo-graveleux avec de nombreux débris de dolérites rubéfiées (éch. 17 C I et C II) ;
  . 0,50 m d'horizon humifère, brun sombre, bien grumeleux (éch. 17 AC), progressivement plus sableux et plus riche en matière organique en s'approchant de la surface.

La montagne Couata forme un relief d'une centaine de m, dominant nettement la pénéplaine granitique avoisinante ; elle est couverte d'une grande et belle forêt ; la pluviosité annuelle est de 3,5 à 4 m.

Profil 20. - Prélèvements le long d'une coupe naturelle sur la rive droite de la Crique Grand Bagot (Centre-Nord de la Guyane). La crique entaille le pied d'une colline, sur une tranche d'une dizaine de m, montrant de bas en haut :

- des dalles de roche mère saine (éch. G) et des blocs faiblement altérés (éch. F), en affleurement dans la crique (granodiorite "hyléenne") ;
- 5 m d'arènes plastiques blanches tachetées de rouge (éch. D) ;
- 5 m d'argiles latéritiques sableuses, rose-ocre, devenant plus compates et jaunâtres dans les 2 m superficiels (éch. B), sous une mince pellicule organique.

PLANCHE I : PHOTOGRAPHIES MONTRANT L'ASPECT GENERAL DU PAYSAGE GUYANAIS

a) Vue d'avion de la zone continentale forestière (Région de Saint-Laurent-du-Maroni).

b) Photo aérienne de la pénéplaine granitique guyanaise, avec son modelé en "ruche" caractéristique (Cliché I.G.N. Guy - 51-004-720, échelle approximative 1 : 50000).

a

b

LELONG (F.) Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française)

Au sommet de la coupe, la surface topographique, couverte de végétation secondaire, n'est que faiblement inclinée ; la pluviosité annuelle est comprise entre 3,5 et 4 m.

Profil 22. - Prélèvements le long d'une coupe naturelle sur la rive droite de la Rivière Sinnamary, dans son cours moyen (Centre-Nord de la Guyane). On trouve de bas en haut :

- au niveau de la rivière, de gros blocs de granite à biotite (granite "guyanais"), entourés de plusieurs écailles d'altération : éch. G, F, E II et E I, correspondant à la roche saine et à 3 écailles dont les deux dernières sont complètement décomposées et rubéfiées ;
- 5 m d'arènes plastiques emballant et surmontant les blocs, blanches à la base (éch. D III et D IV) au niveau de la rivière, tachetées de rouge à mi-hauteur (D I et D II), passant au sommet à des argiles latéritiques sableuses de couleur ocre ;
- au sommet de la coupe, le long de la surface topographique un peu en pente, ces argiles sont légèrement brunifiées dans la tranche de 0,5 m superficielle (éch. AB).

Tout le versant qui domine la rivière est couvert d'une grande forêt ; la pluviosité moyenne annuelle est voisine de 3,5 m.

Profil 23. - Prélèvement le long d'une chaîne de sols dans le vallon Beauregard du Massif du Mahury (Nord de la Guyane, près de Cayenne). Les termes de ce profil sont :

- dans le thalweg, quelques affleurements de diorite quartzique "hyléenne" saine (éch. G) et de blocs de diorite complètement latérisés (éch. E) ;
- en bas de pente, visiblement enrichi par le lessivage oblique, un niveau superficiel de 0,50 m, argilo-sableux, ocre-rouge, assez compact (éch. B), surmontant un niveau argilo-graveleux de même couleur, riche en débris rocheux latéritiques (éch. C) ;
- sur la pente très inclinée, 20 m plus haut, un sol apparemment rajeuni par l'érosion, presque dépourvu d'horizon humifère, sablo-argileux à gravelo-argileux dans la tranche de 0,5 m superficielle (éch. AB) ;
- au sommet, 60 m au-dessus du thalweg, des débris de cuirasse latéritique non prélevée.

Le Massif du Mahury forme un relief important, haut de 170 m, qui domine l'Ile de Cayenne ; le sommet tabulaire est constitué par un niveau de cuirasse latéritique ou bauxitique. La végétation, souvent rabougrie sur le plateau, est bien développée dans les versants. Les pluies annuelles sont à cet endroit de 3 à 4 m par an.

Profil 34. - Prélèvements dans un puits de prospection sur le plateau du Mahury, au bord d'une légère dépression découpant la surface cuirassée. La roche mère (éch. G) qui affleure ça et là est de même nature que celle du profil précédent. Le puits traverse, de bas en haut, les formations suivantes :

- en dessous de 2 à 3 m de profondeur, des morceaux très irréguliers de roche en place totalement décomposée et rubéfiée (éch. E) ;
- entre 0,50 m et 2 m, des argiles ocre-rouge, riches en débris rocheux latéritisés (éch. C.I et C II) ;
- entre la surface et 0,50 m, un niveau argilo-graveleux, rouge brun (éch. AC), légèrement humifié au sommet.

Profil 893. - Prélèvements situés rive droite de la crique Grand Bagot, près de sa confluence avec la rivière Comté (Centre-Nord de la Guyane), sur un substratum de granodiorite "hyléenne". Les prélèvements sont répartis comme suit :

- en affleurements dans la rivière : dalles de roches saines et blocs de roche altérée (éch. G et F) ;
- sur la berge entaillée par la rivière : arènes plastiques blanches tachetées de rouge (éch. D) ;
- au sommet du versant, sur un replat dominant la vallée d'une quarantaine de m, le long d'un profil continu (puits de prospection et sondage à la tarière) :
  - . en dessous de 3,5 m de profondeur, et jusque vers 4,5 m, niveau sablo ou limono-argileux, rose à carmin avec quelques petites taches blanches, à structure particulaire (éch. C I et C II) ;
  - . de 2,0 à 3,5 m, niveau argilo-sableux ocre rose, à structure particulaire massive (éch. BC) ;
  - . de 0,50 à 2,0 m, niveau argileux ocre rouge à ocre rouille, à structure particulaire massive et compacte (éch. B I, B II et B III) ;
  - . de 0 à 0,50 m, horizon humifère sablo-argileux ocre brun clair, à structure nuciforme ou faiblement grumuleuse en profondeur (éch. AB), devenant brun foncé et bien grumeleux (éch. A) sous la litière végétale.

Le sommet du versant est couvert par une belle forêt à sous-bois clair ; la pluviosité annuelle est de 3,5 à 4 m.

Profil 912. - Prélèvements situés sur la rive gauche du fleuve Mana, au droit du Saut Belle Etoile, sur un substratum de granite "galibi". Les prélèvements sont répartis comme suit :

- en affleurements dans le fleuve : roche saine et blocs plus ou moins décomposés (éch. G, F et EF) ;
- au pied d'une colline très basse, entaillée par le fleuve : arènes granitiques, faiblement cohérentes (éch. D) ;
- au sommet de cette colline, le long d'un puits de prospection et d'un sondage à la tarière ;

. au-dessous de 2,5 m de profondeur et jusque vers 4 m, niveau sablo ou limono-argileux, rose à taches jaunes ou blanches, à structure particulaire assez peu compacte (éch. C I, C II, et C III) ;

. de 0,50 à 2,50 m, niveau argilo-sableux, ocre jaune à taches beiges ou rouges, a structure particulaire massive (éch. B I, B II, B III et BC);

. de 0 à 0,50 m, horizon humifère argilo-sableux brun clair, à structure nuciforme, en profondeur (éch. A II), devenant sablo-argileux brun foncé, à structure finement grumeleuse (éch. A I), sous la litière végétale.

La colline est recouverte par une belle forêt ; la pluviosité annuelle est voisine de 3 m.

Profil 1 421. - Prélèvements situés dans la région de Délices (Centre-Ouest de la Guyane) sur un substratum de granite "guyanais". Les prélèvement sont répartis comme suit :

- en affleurements dans la rivière Arouany : roches saines et blocs plus ou moins altérés (éch. G et F) ;
- sur le replat sommital d'une colline dominant le fleuve d'une quarantaine de m, le long d'un puits de prospection et d'un sondage à la tarière :

. en dessous de 2,5 m et jusque vers 4,5 m, niveau sablo ou limono-argileux, ocre rose avec quelques taches blanches, jaunes ou mauves, à structure particulaire (éch. C I, C II et C III) ;
. de 0,5 à 2,5 m, niveau argileux à argilo-sableux, de couleur plus vive ocre rouge à ocre rouille, à structure particulaire massive (éch. B I à B V) ;
. de 0 à 0,5 m, niveau argilo-sableux ocre jaune, à structure particulaire massive (éch. AB I et AB II), passant rapidement à un horizon sablo-argileux brun foncé, épais de 10 cm (éch. A), puis à la litière végétale.

La colline est couverte d'une belle forêt à sous-bois clair ; la pluviosité annuelle est de 2,5 à 3 m.

Profil 1 583. - Prélèvements situés dans la région de Saül (Centre de la Guyane) sur un substratum de granite "caraïbe". Le profil comprend de bas en haut :

- la roche saine (éch. G) ;
- des arènes beiges, granuleuses d'abord (éch. DF) puis plastiques (éch. D) ;
- des horizons différenciés en surface :

. en dessous de 1 m de profondeur et jusque vers 2,50 m, un niveau argilo-sableux de couleur ocre-rose uniforme, à structure particulaire (éch. BC I et BC II) ;
. de 0,5 à 1 m, un niveau argileux ocre vif, à structure faiblement nuciforme (éch. B) ;
. de 0 à 0,5 m, un niveau d'abord argileux beige foncé, à structure nuciforme (éch. AB), puis argilo-sableux, brun clair, grumeleux (éch. A), juste sous la litière végétale.

Les horizons différenciés de surface sont prélevés au sommet d'une colline de 200 m, couverte d'une belle forêt. Les échantillons de départ sont prélevés en contre-bas. La pluviosité moyenne annuelle est voisine de 2,50 m.

On voit que les profils sont en majorité définis de façon assez complète : la plupart des niveaux-types se trouvent représentés. Cependant les trois termes inférieurs D, E et F ne sont habituellement pas prélevés à la verticale des termes supérieurs, et cela pour la raison suivante : les coupes naturelles dégageant des profils d'altération dans leur ensemble sont extrêmement rares en Guyane française et il n'existe pratiquement pas de carrière ou de tranchée de travaux publics pouvant servir à cette fin. Aussi les trois termes supérieurs A, B et C furent prélevés sur des versants ou au sommet de massifs, à l'aide de trous de prospection ou de sondages à la tarière, et les trois termes inférieurs furent prélevés au pied de versants à la faveur de fraîches entailles d'érosion.

Le défaut de verticalité des profils ne paraît pas constituer un obstacle majeur : le fait que des échantillons soient situés sur une même verticale n'est nullement un critère absolu garantissant l'homogénéité du matériau initial et la filiation directe de chaque terme par rapport à ce matériau. Il est beaucoup plus important de s'assurer que chaque terme représente effectivement un niveau-type d'altération et que les niveaux-types ont une régularité suffisante sur toute la surface échantillonnée. C'est ce qui fut fait. Ainsi on a pu vérifier que les arènes plastiques présentaient dans chaque coupe un faciès très uniforme ; par conséquent leur échantillonnage peut être effectué sans inconvénient à une certaine distance du point où les autres niveaux sont prélevés. On peut donc admettre que les quatre termes supérieures A à D constituent une séquence d'altération directe et continue, autrement dit que les trois horizons du sol dérivent des arènes plastiques et que celles-ci, à leur tour, dérivent du socle sain sous-jacent.

Pour les deux termes de base (E et F), une incertitude subsiste. On ne sait si ces termes se sont formés après l'érosion récente, dans des conditions où le substratum était affleurant ou presque affleurant, ou bien au contraire avant le creusement des vallons, sous un épais recouvrement. C'est seulement dans la seconde éventualité que la séquence d'altération peut être considérée comme complète et continue d'un bout à l'autre. Dans la première éventualité, les termes E et F

illustrent non pas les premières étapes de l'altération, à la base des profils déjà profonds, mais les étapes initiales caractérisant les socles nus, directement exposés à l'altération. Cette distinction ne devra jamais être oubliée par la suite.

LES TROIS VOIES DE LA RECHERCHE

L'étude qui suit est menée en trois étapes. Chaque étape fait l'objet d'un chapitre séparé :

- Dans le premier chapitre, on cherchera à préciser les caractères observables des éluvions et des sols (granulométrie, minéralogie) et à définir leurs variations selon la nature des roches et le degré d'altération. Cette partie de l'étude porte sur 50 échantillons (échantillons du premier lot, définis précédemment).
- Dans le second chapitre, on s'attachera à saisir les effets géochimiques de l'altération, c'est-à-dire les modifications produites dans la répartition des éléments sous l'influence des agents de surface. Cette partie de l'étude porte sur l'ensemble des échantillons disponibles (échantillons du premier et du deuxième lot, soit 96 échantillons).
- Dans le troisième chapitre, on verra comment les effets minéralogiques et chimiques de l'altération peuvent être expliqués, en étudiant la dynamique de l'eau souterraine. Cette partie de l'étude utilise des données récemment acquises sur les nappes phréatiques des régions de latérites (Lelong, 1966).

Ainsi le phénomène de l'altération latéritique sera analysé tour à tour sous ses aspects minéralogique, chimique et hydrologique. L'interprétation générale proposée pour terminer pourra donc s'appuyer sur les résultats de trois directions de recherche distinctes.

Chapitre I

ÉTUDE DESCRIPTIVE DES PRODUITS D'ALTÉRATION DES ROCHES CRISTALLINES EN MILIEU TROPICAL HUMIDE (GUYANE FRANÇAISE) GENÈSE DES MINÉRAUX D'ALTÉRATION

INTRODUCTION

L'étude de l'altération, avons-nous dit, consiste à confronter différents caractères d'échantillons représentatifs avec toute donnée disponible sur les conditions de leur milieu de genèse. Pour commencer cette étude, il est logique de procéder à l'analyse de l'échantillonnage en faisant l'inventaire de ses caractères directement observables, qui sont essentiellement les caractères granulométriques et minéralogiques.

On peut obtenir ainsi pour chaque échantillon une définition beaucoup plus précise que la simple image qu'on en avait sur le terrain. Mais il est essentiel de ne pas perdre en fidélité ce que l'on gagne en précision. Autrement dit, il vaut mieux chercher à obtenir une représentation approximative portant *sur la totalité* de chaque échantillon que de procéder à de longues et minutieuses études sur telle ou telle fraction en oubliant le reste. L'étude de l'altération peut se passer de certaines déterminations de détail ; elle ne peut pas se passer d'une appréciation globale des matériaux représentatifs du phénomène.

Telle fut l'idée fondamentale qui présida à la recherche. Cette idée imposa naturellement un choix parmi les différentes méthodes utilisables : dans le souci de saisir la réalité observable dans son ensemble, la préférence fut donnée chaque fois que possible à l'observation directe (à l'oeil nu, à la loupe et au microscope pétrographique). On eut en outre recours à l'analyse aux rayons X, non seulement pour les fractions fines qui échappent à l'observation directe mais pour les fractions moyennes (limons, sables fins) de façon à parvenir, par le recoupement des résultats, à une connaissance homogène de chaque échantillon.

Cette méthode d'analyse, appliquée à une cinquantaine d'échantillons, s'avèra très longue. Les déterminations minéralogiques qualitatives et semi-quantitatives après fractionnement granulométrique portèrent sur près de trois cents lots distincts ; chacune d'elle exigea au moins un à deux jours de travail. L'intérêt d'une démarche aussi besogneuse fut paradoxalement de ralentir la recherche, ce qui permit à certains faits de se révêler progressivement d'eux-mêmes.

METHODES DE LABORATOIRE

Les opérations effectuées au laboratoire en vue de préciser les caractères de chaque échantillon d'altération ont consisté en deux séries d'analyses : analyses granulométriques et analyses minéralogiques, les premières quantitatives, les secondes semi-quantitatives seulement.

I – LES ANALYSES GRANULOMETRIQUES

Chaque échantillon a été fractionné en sept tranches réparties comme suit :

	DIAMETRE DES GRAINS	TAMIS (en Mesh)
une tranche de graviers	> 2 000 μ	9
deux tranches de sables grossiers	2 000 à 495 μ 495 à 210 μ	32 65
deux tranches de sables fins	210 à 74 μ 74 à 38 μ	200 400
une tranche de limons	38 à 2 μ	
une tranche d'argiles	< 2 μ	

Le fractionnement a été effectué sans aucun traitement préalable, sauf pour les échantillons encore cohérents (termes E et F), qui ont été désagrégés par une alternance de gels et de dégels pendant une dizaine de jours, puis doucement écrasés dans un mortier de porcelaine. Les séparations furent menées en deux temps :

- d'abord extraction des fractions fines (< 38 μ) par tamisage sous l'eau distillée et séparation des sables et des graviers restants en cinq lots par tamisage à sec ;
- ensuite reprise des fractions fines et extraction des argiles au moyen de deux sédimentations successives (après cette extraction 20 à 30 % seulement de la quantité initiale d'argile reste liée aux limons).

Le détail des opérations d'extraction d'argile est le suivant. On part d'une prise aliguote de 1,5 g de fraction < 38 μ préalablement séchée à l'étuve (à 90-100° C). Cette prise est dispersée dans 100 ml d'eau distillée additionnée d'une quantité nécessaire de solution de pyrophosphate de Na pour obtenir un pH voisin de 8 ; ensuite elle est mise en agitation pendant 5 heures et abandonnée pour la sédimentation dans des béchers étroits de 100 ml pendant une durée correspondant à la chute des particules > 2 μ. La suspension est prélevée à la pipette, puis centrifugée après addition de quelques gouttes d'HCl pour faciliter la floculation, enfin séchée à l'étuve. L'opération est répétée deux fois pour chaque prise.

Après ces séparations, les sept tranches furent pesées. Les poids correspondant aux deux fractions fines (<38 μ) furent corrigés pour réduire l'erreur due au défaut d'extraction d'argiles, puis les résultats furent calculés en pourcentages. La distribution granulométrique des échantillons est ainsi définie par un ensemble de sept chiffres.

II – LES ANALYSES MINERALOGIQUES

Elles ont été faites sur chaque fraction granulométrique séparément :

- pour les cinq fractions > 38 μ, par méthode directe,
- pour les trois fractions < 74 μ, par diffraction aux rayons X.

La fraction des sables fins (38 à 74 μ) a donc été l'objet de deux types d'investigation.

La méthode directe a consisté à combiner deux séries d'opérations : séparations mécaniques et examens optiques (à l'oeil nu, à la loupe binoculaire ou au microscope). Les séparations mécaniques faites à l'électro-aimant permettent en général de diviser chaque fraction en trois lots : d'un côté le quartz non magnétique, d'un côté les minerais et les silicates ferromagnésiens primaires fortement magnétiques ; d'un côté les autres constituants faiblement magnétiques (y compris feldspaths et minéraux argileux, toujours plus ou moins enduits par les oxydes de fer libérés par l'altération). Les examens optiques permettent de reconnaître les caractères de chaque minéral, de contrôler la pureté des lots fournis par la séparation et de dénombrer les constituants des lots mixtes. Cette méthode assure donc la caractérisation à la fois qualitative et semi-quantitative des mélanges minéralogiques de chaque fraction.

Les analyses par diffraction aux rayons X ont permis de poursuivre l'investigation minéralogique jusqu'aux fractions les plus fines. La technique utilisée est simple : les poudres à analyser proviennent directement de la séparation mécanique ; la seule opération préliminaire consiste éventuellement en un broyage au mortier d'agate pour obtenir une granulométrie toujours inférieure à 20 ou 30μ. Une prise de 400 ou 500 mg de poudre sèche est montée dans la cavité du porte-échantillon d'un diffractomètre enregistreur C.G.R. ; la surface de la préparation est aplanie par un compactage aussi léger que possible avant d'être soumise au faisceau de rayons X. Les conditions d'appareillage sont les suivantes : anticathode de Cu, V = 38 kv, I = 20 mA, monochromateur

à lame de quartz, fentes 1-2-2-0,5, vitesse de balayage 4 degrés par minute, baie de mesure avec discriminateur. Les images de diffraction obtenues paraissent être celles de poudres modérément orientées*.

Les analyses diffractométriques comportèrent les tests usuels d'identification d'argiles : essai de chauffage à 500° C pendant 1/2 à 1 heure, et dans le cas des échantillons contenant des phyllites à 10-15 Å, essai de gonflement au glycérol.

Pour savoir si les agents chimiques utilisés lors des extractions d'argiles ont un effet destructeur notable sur les minéraux argileux, deux étalons, une montmorillonite (de Marcognac) et une kaolinite (Prolabo), ont été analysés aux rayons X, après en avoir préparé trois parts :

a) l'une selon le traitement décrit précédemment,
b) l'autre avec le même traitement, mais sans addition d'HCl,
c) la troisième sans pyrophosphate ni HCl.

Les diffractogrammes correspondants révèlent seulement une légère diminution de l'intensité des raies basales des préparations a) et b) par rapport aux préparations c) et en outre, dans le cas de la montmorillonite, une variation des écarts d (001) selon le cation :

d = 15,49 Å pour a), montmorillonite H.
d = 12,47 Å pour b), montmorillonite Na.
d = 15,27 Å pour c), montmorillonite Ca ?.

On peut en conclure que l'addition d'HCl est sans inconvénient et que le traitement au pyrophosphate modifie sensiblement les diffractogrammes ; mais la diminution d'intensité semble résulter surtout de la plus faible orientation des poudres, consécutive à ce traitement. Il n'y aurait donc pas de destruction appréciable d'argile.

PRESENTATION DES RESULTATS

I – CARACTERES GRANULOMETRIQUES

L'étude des caractères granulométriques présente un double intérêt. Elle permet en premier lieu de vérifier si les profils sont bien homogènes, c'est-à-dire si les différenciations opérées par l'altération se sont faites à partir de matériaux uniformes. Elle permet en outre de définir les variations granulométriques de formations résiduelles, à la fois selon le degré d'altération et selon la nature des roches mères.

Les résultats des analyses granulométriques, obtenus pour huit profils (cf. Annexe I), ont été représentés sur les diagrammes de la figure 3. Les échantillons de chaque profil sont disposés le long des échelles verticales dans l'ordre où on les trouve sur le terrain, de façon à pouvoir suivre facilement les variations granulométriques de bas en haut des profils.

A - CONTROLE DE L'HOMOGENEITE DES PROFILS

Cet aspect est très important. Pour être sûr que l'évolution observée le long d'un profil résulte de l'altération et non pas de phénomènes parasites (hétérogénéités originelles, remaniements mécaniques), il faut s'assurer que les échantillons représentatifs dérivent tous de la même roche mère par filiation directe. La comparaison de leur granulométrie donne des indications très précieuses à ce sujet. Le fait que les variations visibles sur les diagrammes de la figure 3 sont en général régulières et progressives fournit déjà une indication favorable. Cependant le développement d'argiles et de pseudosables (concrétions, agrégats concrétionnés), plus ou moins accentué selon l'intensité de l'altération et la nature du substratum, masque pour une large part les caractères granulométriques hérités de la roche mère. Seule la mise en évidence de ces derniers permet de se prononcer sans ambiguité sur l'homogénéité des profils.

Dans ce but, on a entrepris d'analyser la répartition du quartz, principal consituant résiduel, à l'intérieur des cinq fractions grossières ($> 38\,\mu$). Ce minéral est facile à isoler, car tous les autres minéraux sont plus ou moins électromagnétiques. Les résultats obtenus de cette façon (cf. Annexe I) sont représentés sur les diagrammes de la figure 4. On remarque que les courbes, sauf celles du profil 2, ont une allure généralement régulière : le quartz fin ($< 74\mu$) ne représente

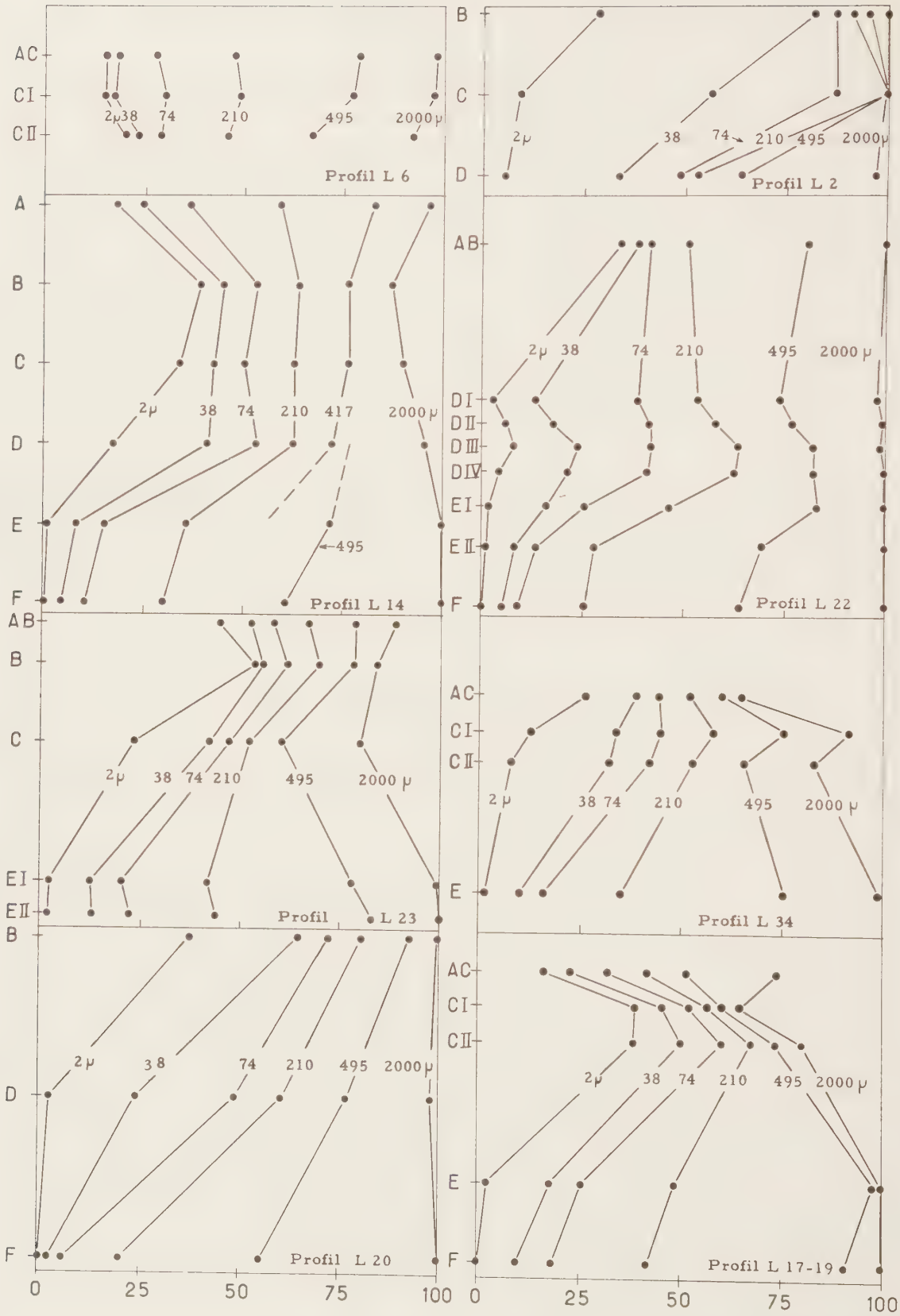


FIGURE 3 – Variations de la distribution granulométrique (en %) le long de chaque profil (en abscisses les %, en ordonnées les niveaux d'altération).

qu'un faible pourcentage du total, presque toujours inférieur à 10 %, et ce pourcentage tend à croître légèrement de bas en haut des profils, comme du reste celui des tranches suivantes (74-210 μ et 210-495 μ) ; seules les teneurs de quartz grossier (> 495 μ) varient en sens inverse ; leur diminution vers la base au niveau des altérations rocheuses, visible dans quelques cas, est accidentelle (voir l'explication dans l'Annexe). Ces résultats sont parfaitement conformes à ceux qu'on pouvait attendre de profils bien homogènes : ils illustrent la fragmentation progressive du quartz, fragmentation du reste peu intense, puisque le quartz reste toujours exprimé de façon prépondérante dans les sables grossiers. Ce minéral manifeste donc une bonne stabilité pendant l'altération ; de plus il ne semble pas y avoir de génération secondaire appréciable, les grains ne montrant aucune trace de nourrissage.

En ce qui concerne le profil 2, les variations très irrégulières indiquent que le profil n'est pas pas homogène : le quartz d'origine granitique, dont la répartition granulométrique est assez étalée, laisse la place au milieu du profil à un quartz beaucoup mieux calibré d'origine probablement schisteuse. Cette discontinuité n'apparaît pas clairement sur le terrain, mais sa mise en évidence s'accorde parfaitement avec l'existence en ce lieu de minéralisations aurifères : on sait qu'en Guyane française celles-ci sont très souvent localisées dans des schistes métamorphiques ou roches vertes du Précambrien ancien (Choubert, 1949).

Ainsi se trouve confirmé que tous les profils sauf un offrent le maximum de garanties d'homogénéité et constituent de ce fait un matériau de choix pour suivre les effets minéralogiques et chimiques de l'altération.

B - VARIATIONS GRANULOMETRIQUES

1 - Le long des profils

Suivons l'évolution de la répartition granulométrique au fur et à mesure de l'altération. On peut admettre qu'au point de départ les grains des roches mères sont dans leur quasi-totalité de taille superieure à 38 μ : les fractions fines (limons et argiles) sont pratiquement négligeables. Quand on passe aux niveaux à altérations rocheuses (termes F et E), les fractions argileuses apparaissent timidement (elles ne représentent que quelques pour cent) et les limons augmentent très vite ; ils sont cinq à dix fois plus abondants que les fractions argileuses à ces niveaux. Le passage au niveau suivant (termes D et C) s'accompagne du développement considérable des fractions argileuses qui atteignent souvent 20 à 30 % en C et de variations à peine sensibles pour les limons : l'horizon C est déjà souvent plus riche en argiles qu'en limons. Ensuite, à partir de C, les limons diminuent alors que les fractions argileuses continuent d'augmenter jusqu'au niveau de l'horizon B où ils atteignent leur proportion maximum. Enfin l'horizon superficiel (A) montre en général une augmentation appréciable des fractions grossières, principalement des sables (38 à 2 000 μ).

On admet que le rapport limons sur argiles est un bon critère pour définir le degré d'altération : plus l'altération est avancée, plus ce rapport est faible. Cela se vérifie bien sur les diagrammes de la figure 3. Si l'on se réfère aux indications numériques données à ce sujet par Van Wambeke (1959) pour des sols tropicaux bien drainés, la plupart des sols guyanais se classent parmi les sols anciens très évolués : le rapport de la fraction (2-20 μ) sur la fraction < 2 μ, évalué au niveau où ce rapport est le plus faible (en B ou en C), a une valeur généralement inférieure à 0,15. Seuls les profils 2, 20 et 34 font exception ; ils seraient selon ce critère moins évolués que les autres.

2 - Selon les roches mères

Les différences liées à la nature des roches mères n'apparaissent de façon sensible que dans les termes d'altération suffisamment évolués, c'est-à-dire au niveau des trois horizons de surface (A, B et C). D'une façon générale les échantillons sont d'autant plus riches en particules fines et en graviers et d'autant plus pauvres en sables que la roche mère est plus basique : le rapport (argiles + graviers)/ sables varie en effet dans ces horizons de 0,10 à 0,40 sur granite leucocrate (Profils 2 et 6), de 0,25 à 1 sur granite mésocrate (Profils 14 et 22), de 0,35 à 1,4 sur diorite quartzique (Profils 20, 23 et 34), de 0,8 à 3 sur dolérite (Profil 17). Si l'on ne compare entre eux que les échantillons C, les valeurs de ce rapport sont encore plus significatives : 0,10 à 0,40 sur granite leucocrate, 0,35 à 0,75 sur granite mésocrate et sur diorite quartique, 1,5 à 3 sur dolérite. On a donc là un critère utilisable pour la cartographie du substratum géologique dans les

FIGURE 4 - Variations de la distribution granulométrique (en %) du quartz le long de chaque profil (en abscisses les %, en ordonnées les niveaux d'altération).

régions tropicales où une épaisse couverture d'altération le masque ; l'observation directe sur le terrain et quelques analyses granulométriques sommaires laissaient déjà prévoir ce point (Lelong, 1959).

II – CARACTERES MINERALOGIQUES

A - INVENTAIRE MINERALOGIQUE

L'inventaire minéralogique a été effectué sur 266 lots distincts (38 échantillons en 7 fractions granulométriques), mais, dans un souci de simplification, on a groupé les résultats relatifs aux fractions grossières (> 74μ) de façon à n'avoir que 4 fractions à comparer :

> 74 μ , analysée par observation directe
38-74 μ, analysée par observation directe et par les rayons X
2-38 μ, analysée par les rayons X
< 2 μ , analysée par les rayons X.

A titre d'exemple, les diffractogrammes de rayons X, correspondant aux trois fractions inférieures de deux profils complets (22 et 23), sont représentés sur les figures 5 à 10.

La plupart des minéraux ont une répartition granulométrique large ; aussi leur identification repose le plus souvent sur deux séries d'investigations : observations directes et examens aux rayons X. Les minéraux inventoriés sont les suivants :

- minéraux résiduels : quartz, feldspaths, micas, amphiboles, pyroxènes, magnétite, ilménite ;
- minéraux d'altération : kaolinite, gibbsite, goethite (et parfois hématite).

On a en outre identifié des phyllites à 10 Å, des phyllites à espacement de base variable 10-15 Å et des phyllites indifférenciées. Les phyllites indifférenciées sont des micas plus ou moins altérés, identifiés à l'oeil nu dans les fractions grossières (> 74 μ), auxquels de petites quantités de phyllites à espacement de base variable peuvent se trouver mêlées. Ces dernières n'ont pas toujours pu être caractérisées de façon très précise, leurs images de diffraction étant souvent mal marquées. On en a cependant distingué deux types : les unes montrent une raie élargie mais nette (maximum compris entre 11,50 et 12,75 Å selon les échantillons) qui ne gonfle pas de façon notable avec le glycérol et qui se déplace à 10 Å après chauffage à 500° C ; il s'agit vraisemblablement d'interstratifiés réguliers mica-vermiculite. Les autres montrent seulement des bandes complexes et peu intenses entre 10 et 15 Å ; il s'agit probablement d'interstratifiés irréguliers du type mica-vermiculite, vermiculite-chlorite ou vermiculite-montmorillonite.

Pour pouvoir étudier de façon synthétique l'ensemble des résultats, on les a schématisés sur deux figures, l'une (fig. 11) relative aux profils sur granites, l'autre (fig. 12) relative aux profils sur diorites quartziques et sur dolérite. Sur ces figures, chaque fraction granulométrique est représentée par un demi-cercle, découpé en tranches correspondant aux minéraux individualisés. Le découpage fut réalisé de la façon suivante. Pour la fraction > 74 μ , la part correspondant aux minéraux primaires est divisée en tranches proportionnelles à leurs pourcentages, selon les indications des séparations mécaniques ; la part restante est attribuée au minéral d'altération dominant. Pour les trois autres fractions, les tranches sont découpées proportionnellement à l'intensité relative des raies principales caractérisant les minéraux présents (en fait, comme la raie principale du quartz et, dans une moindre mesure, celle de la gibbsite sont beaucoup plus intenses que les raies des autres constituants, on les a affectées de coefficients de réduction respectivement égaux à 1/4 et à 1/2). La composition minéralogique des quatre fractions de chaque échantillon apparaît ainsi de façon bien visible ; il faut noter toutefois que les indications relatives aux trois fractions fines sont peu précises puisqu'elles reposent seulement sur les données diffractométriques. Pour rappeler cette particularité, les trois demi-cercles correspondants sont représentés avec un diamètre plus faible.

Comme la fraction 38-74 μ a été analysée de deux façons distinctes, on peut s'en servir pour contrôler la valeur des évaluations établies à partir des images de rayons X : pour le quartz pris comme exemple, on remarquera que les proportions données par les diffractogrammes ne varient pas toujours conformément aux teneurs mesurées (chiffres entre parenthèses). Cela ne doit pas surprendre : une étude particulière faite sur une dizaine d'échantillons de composition simple avait déjà mis en évidence des défauts de corrélation entre les rapports de teneurs et les rapports d'intensité déterminés sur les diffractogrammes (cf. Annexe II). Ces défauts sont inévitables ; ils

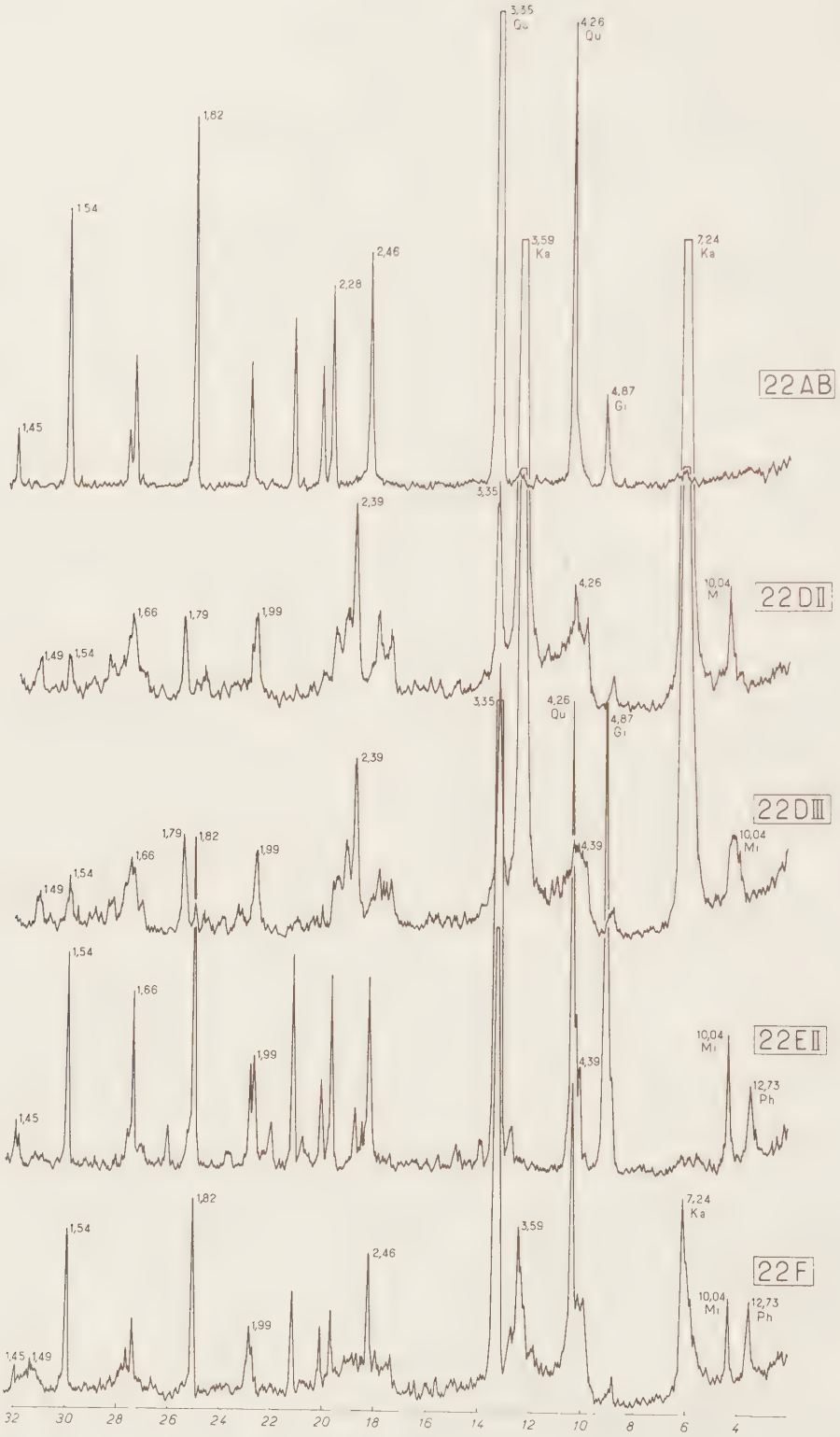


FIGURE 5 - Diffractogrammes de rayons X de la fraction 38-74 μ le long du profil 22. L'échelle inférieure en degrés donne les valeurs de 2 θ.

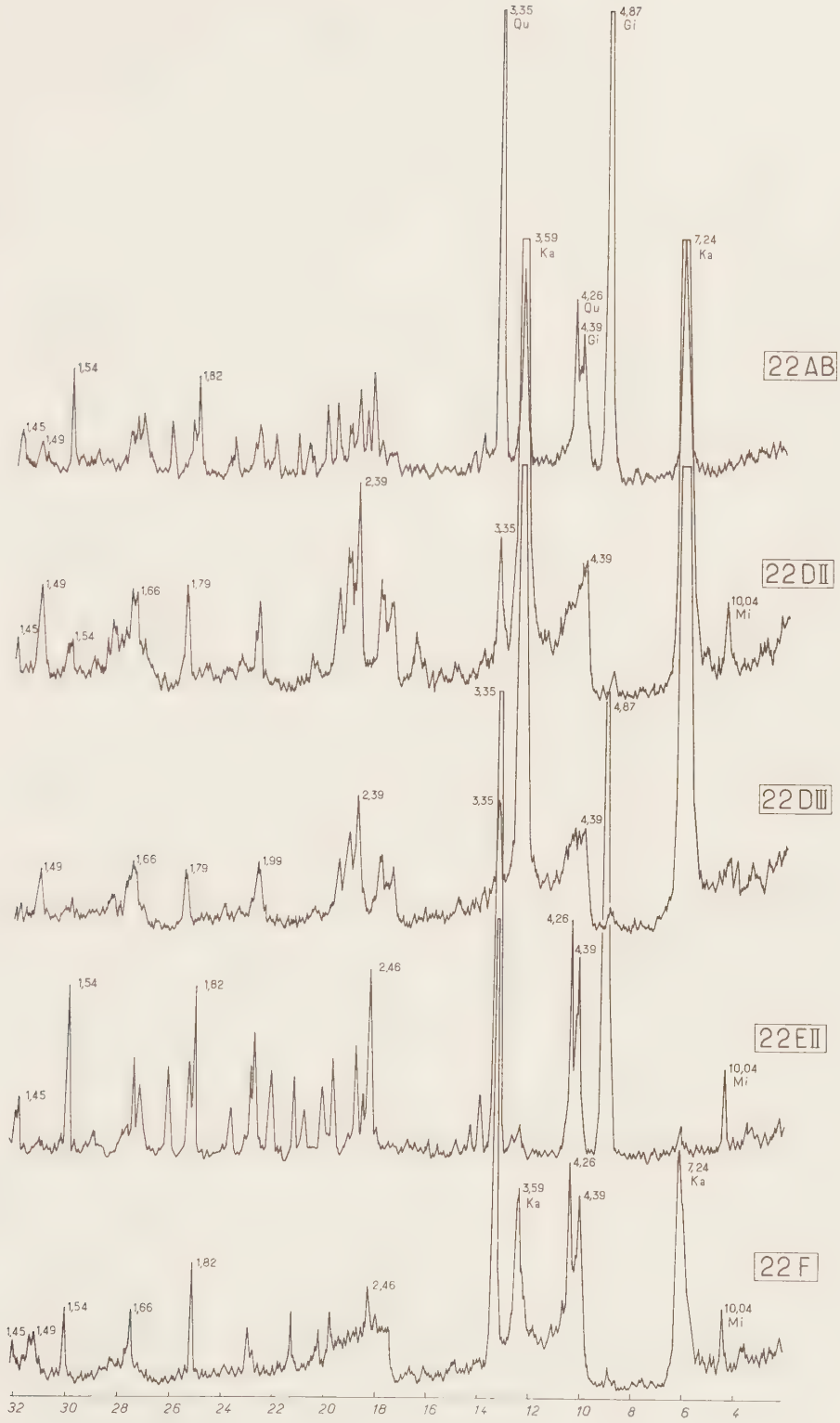


FIGURE 6 - Diffractogrammes de rayons X de la fraction 2-38 μ le long du profil 22. L'échelle inférieure en degrés donne les valeurs de 2 θ .

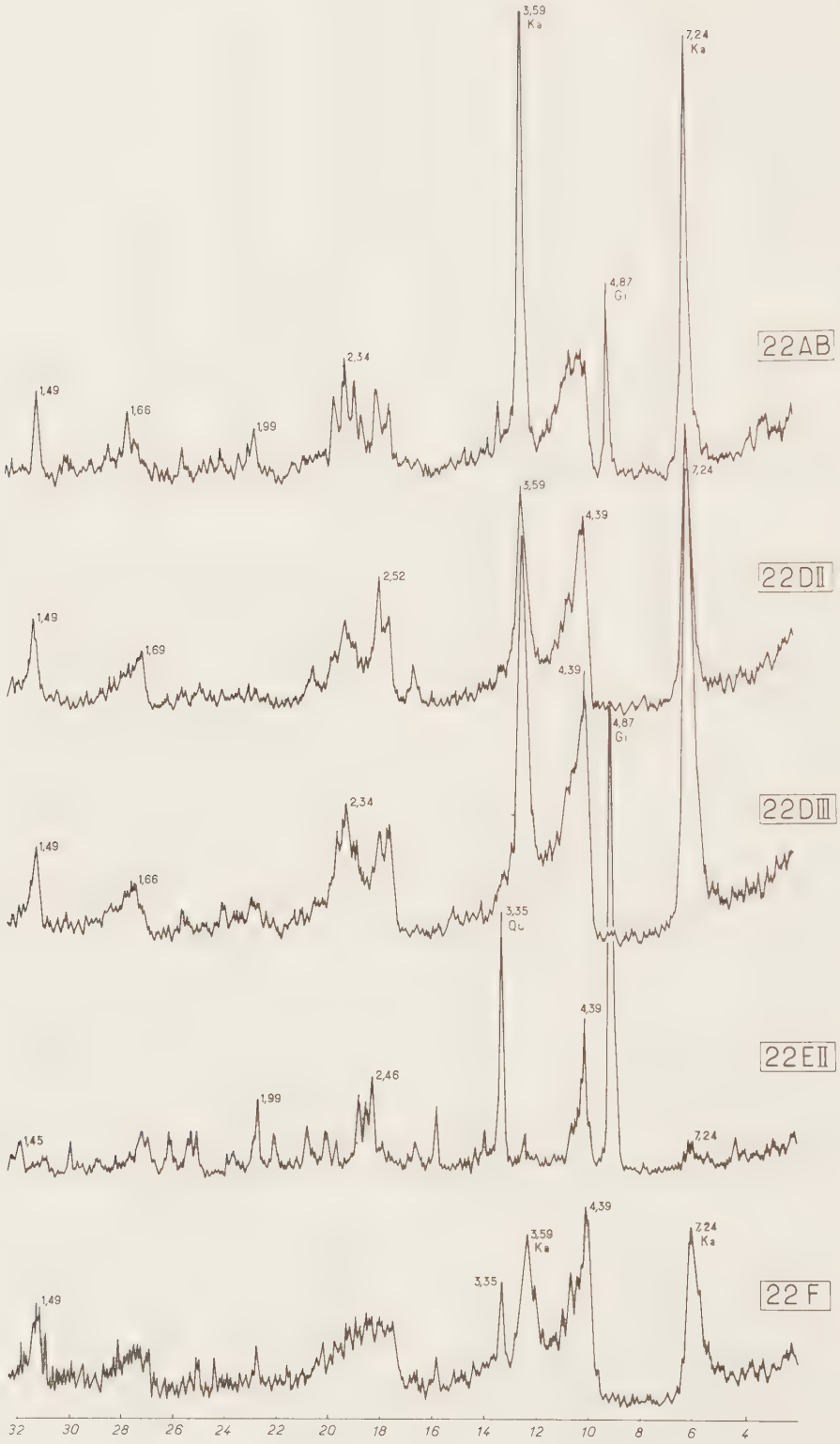


FIGURE 7 - Diffractogrammes de rayons X de la fraction < 2 μ le long du profil 22. L'échelle inférieure en degrés donne les valeurs de 2θ.

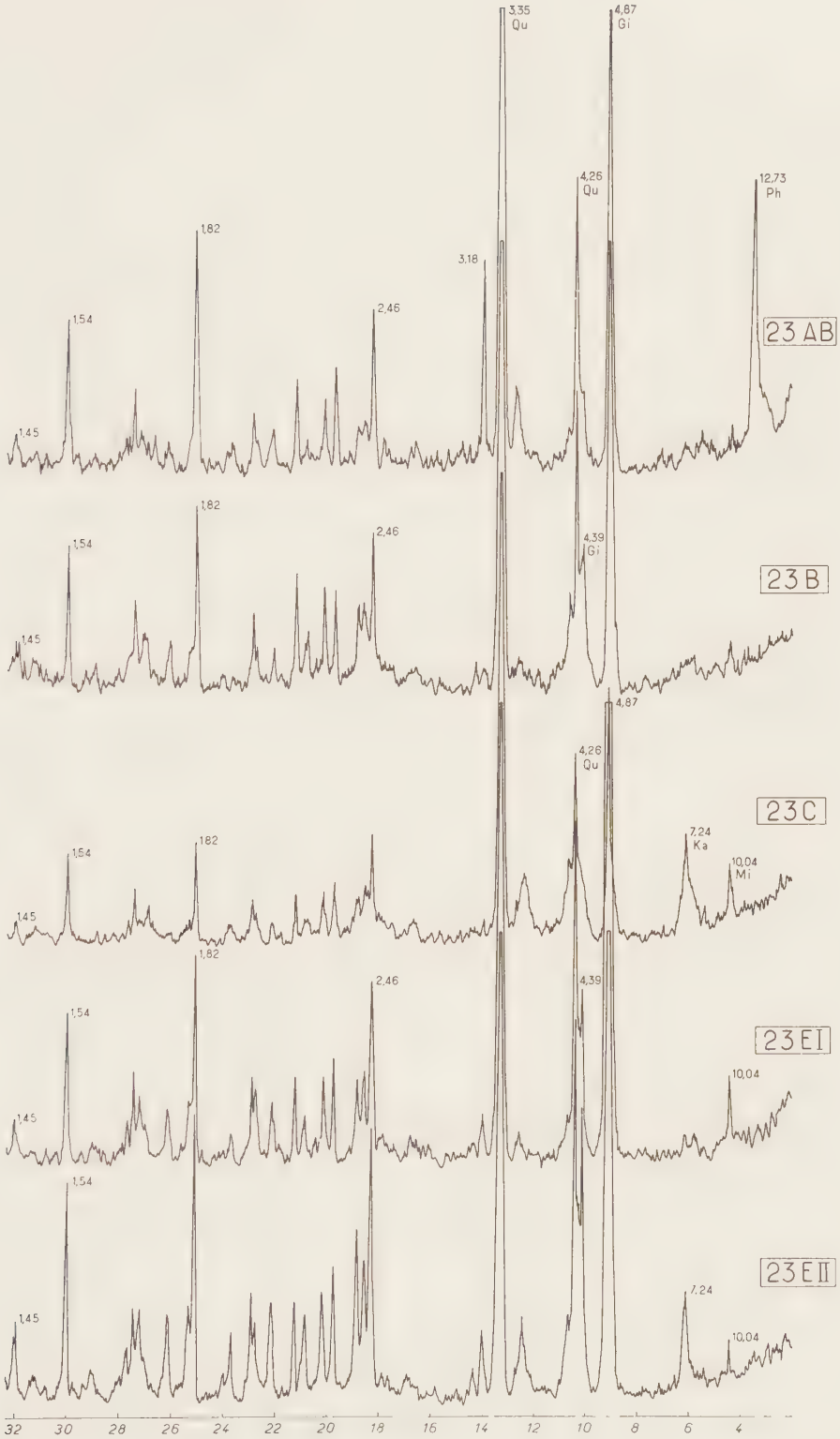


FIGURE 8 - Diffractogrammes de rayons X de la fraction 38-74 μ le long du profil 23. L'échelle inférieure en degrés donne les valeurs de 2 θ.

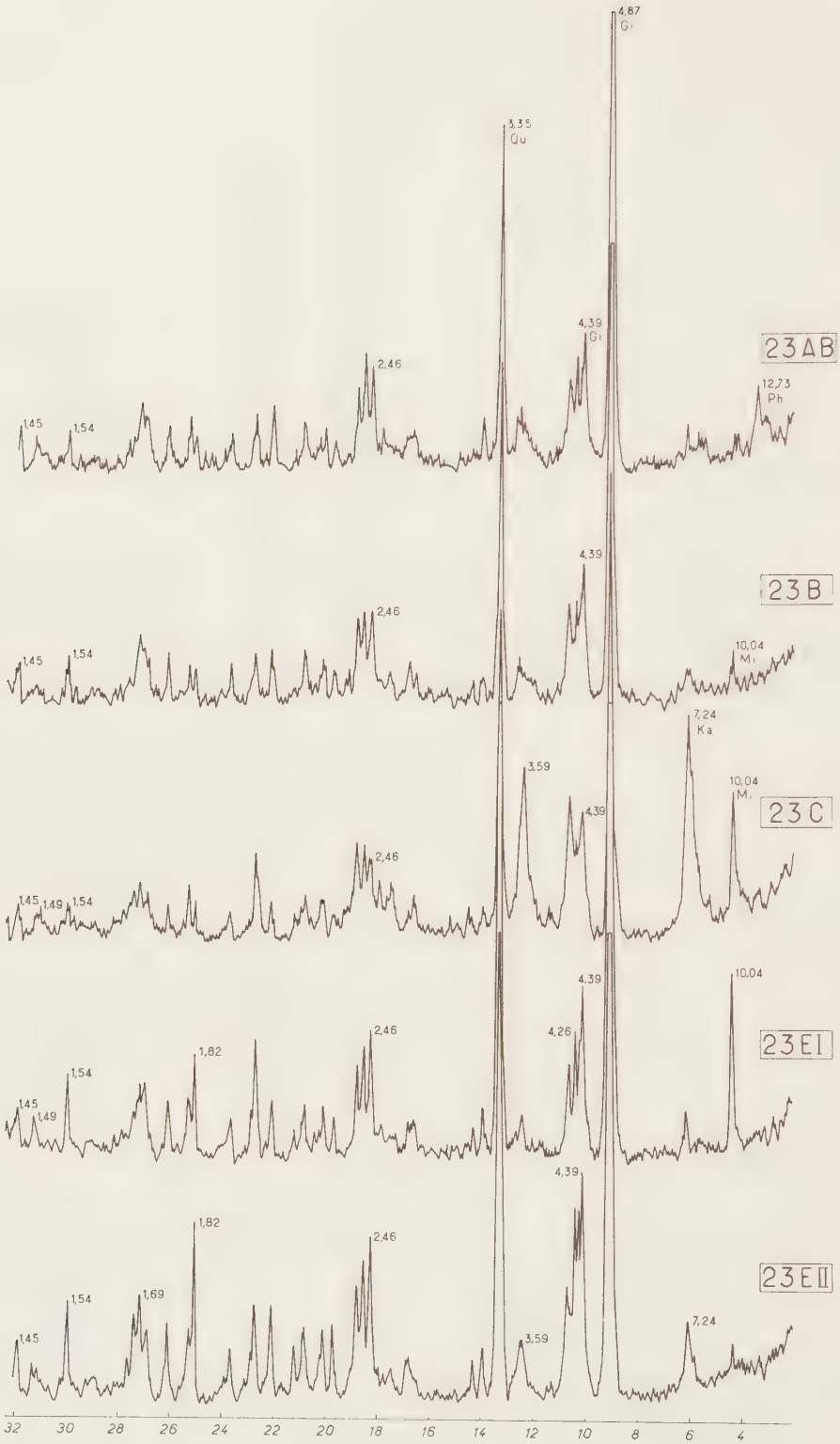


FIGURE 9 - Diffractogrammes de rayons X de la fraction 2-38 μ le long du profil 23. L'échelle inférieure en degrés donne les valeurs de 2θ.

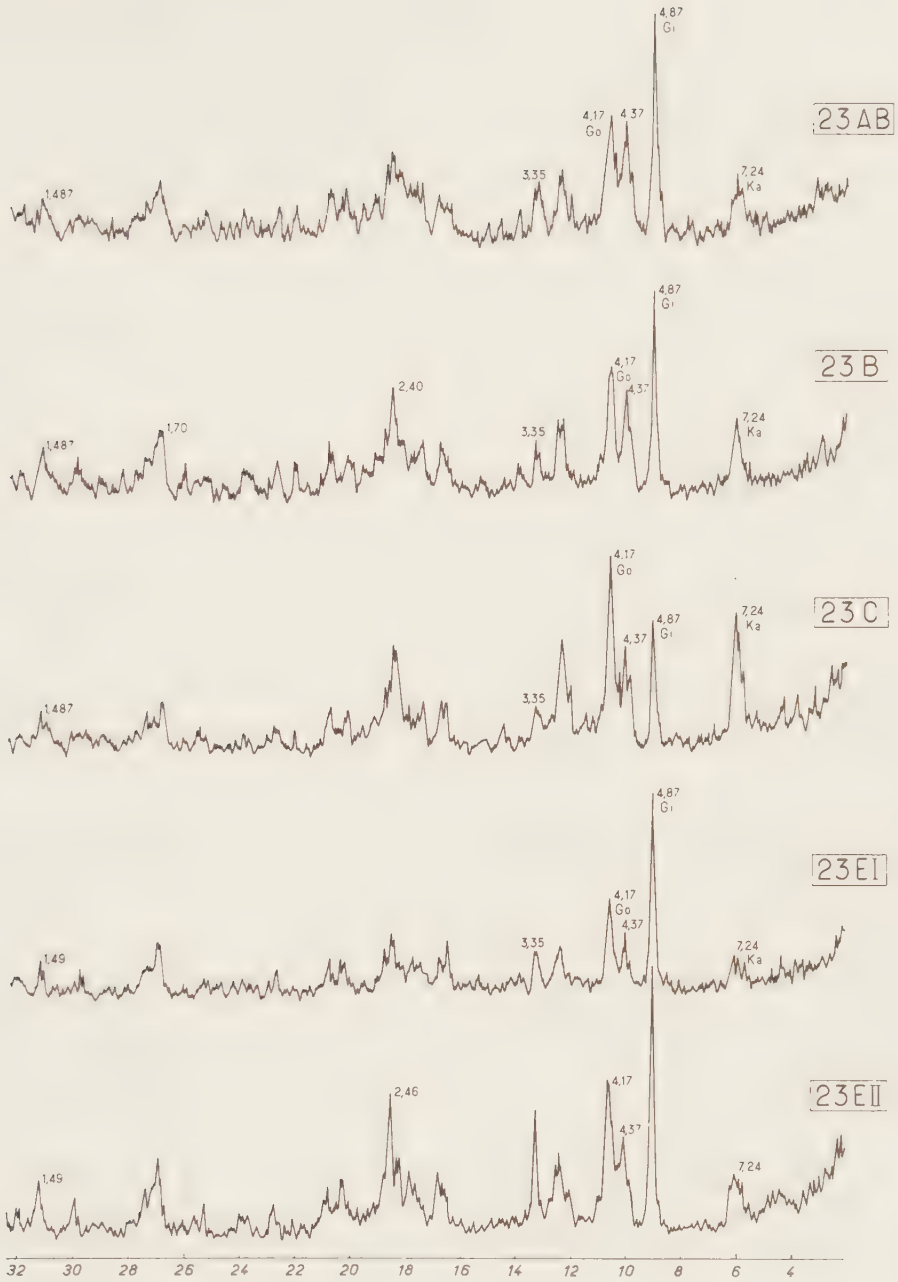


FIGURE 10 - Diffractogrammes de rayons X de la fraction < 2 μ le long du profil 23. L'échelle inférieure en degrés donne les valeurs de 2 θ.

proviennent probablement des différences d'habitus et de cristallinité des minéraux (et notamment des minéraux d'altération) selon les niveaux d'altération. Cette réserve faite, il reste que les images diffractométriques donnent de très utiles indications sur le sens probable des variations de composition d'un échantillon à l'autre : les résultats portés sur les diagrammes des figures 11 et 12 conservent au moins une valeur semi-quantitative. Les grosses variations visibles sur ces figures ont donc une signification réelle.

Le mode de présentation adopté ici facilite l'étude de ces variations. Les alignements de demi-cercles suivant l'oblique permettent de suivre les variations, pour un niveau d'altération donné, selon les fractions granulométriques ; les alignements suivant la verticale permettent de suivre les variations, pour une fraction granulométrique donnée, selon les niveaux d'altération. Enfin la comparaison des familles de demi-cercles correspondant à différents profils met en évidence l'influence de la nature des roches mères.

B - LES VARIATIONS

1 - Selon les fractions granulométriques

Le quartz diminue régulièrement avec le diamètre de la fraction considérée : très souvent prédominant dans les fractions grossières (> 74 μ), il est généralement minoritaire dans les sables fins (38-74 μ) et seulement accessoire dans les limons (2-38 μ), sauf pour le profil 6. Dans les argiles (< 2 μ), il fait habituellement défaut ou du moins il n'existe pas en quantité appréciable.

Les feldspaths. Quand on les trouve, ils sont répartis à peu près uniformément dans toutes les fractions : ce fait traduit la facilité avec laquelle ces minéraux se fragmentent, contrairement au quartz, et explique pour une large part leur très grande altérabilité.

Les phyllites à 10 Å sont présentes dans les sables fins et dans les limons en quantité réduite mais assez régulière ; elles sont exceptionnelles dans les argiles. Elles existent en outre en plus grande abondance mais de façon irrégulière dans les fractions grossières (> 74 μ), puisque les phyllites indifférenciées identifiées dans ces fractions correspondent principalement aux micas des roches mères.

Les phyllites à espacement de base variable 10-15 Å. Leur distribution granulométrique est plus étalée que celle des précédentes : encore présentes dans les sables et dans les limons (2-38 μ), elles apparaissent six fois dans les argiles, en quantité du reste difficile à apprécier, car leur image diffractométrique se réduit à des bandes à peine marquées.

La kaolinite. On la trouve en proportions régulièrement croissantes en allant des sables fins aux limons et aux argiles, dans lesquelles elle constitue très souvent le minéral prépondérant et parfois même quasi exclusif (éch. 2 D et 22 D). Sa répartition granulométrique est donc large, caractère qui se manifeste surtout au niveau des couches meubles du sous-sol (termes C et surtout D) : là il n'est pas rare que les sables fins contiennent presque autant de kaolinite que les argiles. Ailleurs il arrive par contre qu'elle soit absente des sables, mais il est exceptionnel qu'elle le soit aussi des limons.

La gibbsite existe dans toutes les fractions, mais surtout dans les sables fins et dans les limons où elle est fréquemment l'espèce dominante. Par ailleurs la répartition de la gibbsite paraît souvent en relation avec son abondance : quand elle est peu abondante, on la trouve en plus forte proportion soit dans les limons soit dans les argiles. Quand elle est en grande quantité, elle s'exprime de préférence avec les sables et les limons. Cette particularité doit être soulignée, on en comprendra la raison plus loin.

La goethite. Ses raies sur les diffractogrammes sont toujours diffuses et peu intenses ; elles n'apparaissent guère de façon appréciable que dans la fraction argileuse. Cela veut dire que la goethite est assez mal cristallisée. Il semble du reste que les oxydes de fer libérés par l'altération restent en majeure partie à l'état amorphe ou crypto-cristallin : les pigments ferrugineux répartis dans les limons et dans les sables sous forme d'enduit ou de ciment de concrétions ne donnent pratiquement pas de figure de diffraction.

L'ilménite et la magnétite. On les rencontre en quantité notable seulement dans le profil sur dolérite. L'ilménite se trouve presque exclusivement dans les fractions moyennes (2-74 μ). La magnétite, avec ses formes habituelles, est surtout liée aux fractions grossières (> 74 μ) ; son absence dans les fractions plus fines semble due à sa relative fragilité : les grains de petite tailles sont rapidement oxydés.

2 - Selon les niveaux d'altération

Le quartz des fractions grossières (> 74 μ) augmente presque toujours de bas en haut des profils, celui de la fraction (38-74 μ) montre la même variation, mais de façon moins nette. Dans les limons (2-38 μ), où il n'est qu'accessoire, il reste en quantité assez constante. Dans les argiles enfin sa présence est exceptionnelle : on ne le trouve que dans les échantillons de faciès rocheux soit très peu altérés et contenant encore des feldspaths (éch. 14 F et 20 F), soit profondément décomposés et riches en gibbsite (éch. 14 E, 22 E et 23 E). La répartition du quartz le long des profils traduit donc sa concentration progressive au fur et à mesure de l'altération ; seuls les quartz très fins, dont la proportion est du reste négligeable, disparaissent assez vite. On peut en conclure que le quartz est le minéral résiduel courant le plus stable.

Les feldspaths. Les plagioclases sont localisés exclusivement dans les termes les moins évolués à la partie inférieure des profils. Quelle que soit leur composition, variable selon les profils (de 5 à 50 % d'anorthite), ce sont avec les pyroxènes du profil 19 les minéraux cardinaux qui disparaissent le plus rapidement lors de l'altération. Les feldspaths potassiques, abondants dans les roches mères de deux profils (2 et 6), semblent être presque aussi vite détruits : dès le niveau D, il n'en existe pratiquement plus.

Les phyllites à 10 Å et les phyllites indifférenciées. Leur répartition dans les profils n'est pas la même pour toutes les fractions granulométriques. Les phyllites des fractions grossières (> 74 μ) sont situées soit à la base des profils (termes E et F), soit aux niveaux où substistent des résidus rocheux incomplètement altérés (éch. 23 AB) ; d'après les observations à la loupe binoculaire, ces grosses phyllites sont des micas encore sains ou altérés des roches mères. Les phyllites des fractions moyennes (2-74 μ) existent surtout dans les niveaux intermédiaires (termes C, D, E) ; on voit à la loupe binoculaire que ce sont de fines paillettes de séricite. Les phyllites des fractions argileuses apparaissent aux mêmes niveaux que les précédentes.

Les phyllites à espacement de base variable 10-15 Å. Leur répartition verticale paraît en relation avec celle des micas et des séricites. On les trouve en effet soit aux mêmes niveaux que les biotites résiduelles, surtout à la base des profils (éch. 14 F et 20 F), et elles paraissent alors assez abondantes ; soit aux niveaux d'altération plus évolués, souvent en compagnie des séricites, et elles sont alors en quantité réduite.

La kaolinite. Elle peut apparaître dès l'étape initiale (éch. 20 F). Cependant elle ne se développe généralement de façon massive que dans les niveaux meubles du sous-sol et du sol. Sa répartition granulométrique n'y est du reste pas uniforme : elle a tendance à être moins abondante dans les sables fins et dans les limons au fur et à mesure qu'on se rapproche de la surface topographique.

La gibbsite. Ses variations sont souvent complémentaires de celles de la kaolinite. Dans quatre profils sur huit (14, 23, 34 et 19), la gibbsite apparaît dès la base où elle consitue la part prépondérante des fractions des sables fins et des limons; elle subsiste en quantités plus ou moins abondantes jusqu'au sommet de ces profils, mais elle a tendance à laisser la place à la kaolinite dans les fractions fines des niveaux meubles Dans les autres profils, sa présence est beaucoup plus localisée ; la gibbsite apparaît liée soit aux faciés rocheux soit aux horizons superficiels (éch. 6 AC, 22 AB et E).

La goethite se manifeste en quantité apparemment constante sitôt que l'altération a libéré tout le fer des silicates primaires, c'est-à-dire à partir du terme E et au-dessus.

Les oxydes de fer résiduels, magnétite et ilménite, paraissent assez stables ; l'ilménite l'est toutefois davantage que la magnétite, elle se trouve comme le quartz concentrée dans les horizons de surface.

3 - Selon les roches mères

Les altérations ont trois caractères minéralogiques principaux qui dépendent de la composition chimico-minéralogique de la roche mère : leur richesse en quartz, leur contenu en kaolinite et en gibbsite, leur teneur en goethite.

- *Le premier caractère* est très net : sur granite la fraction grossière (> 74 μ) des altérations est composée en majorité de quartz ; sur diorite quartzique le quartz ne représente guère que la moitié de cette fraction ; sur dolérite, il ne s'y trouve qu'en trace.

- *Le second caractère* est moins évident. D'une façon générale on peut opposer les produits d'altération formés sur granite, où la kaolinite est le minéral dominant, à ceux formés sur diorite

FIGURE 11 - Représentation schématique des variations minéralogiques des profils 2, 6, 14 et 22 selon les niveaux (verticalement) et selon les fractions granulométriques (latéralement).

Chaque constituant minéralogique est désigné par un symbole : Qu = quartz, Fe = feldspaths, Mi = micas, Mi + Ph = phyllites indifférenciées, Ph = phyllites à espacement de base variable 10 à 15 Å, Ka = kaolinite, Gi = gibbsite, Go = goethite (ou hématite).

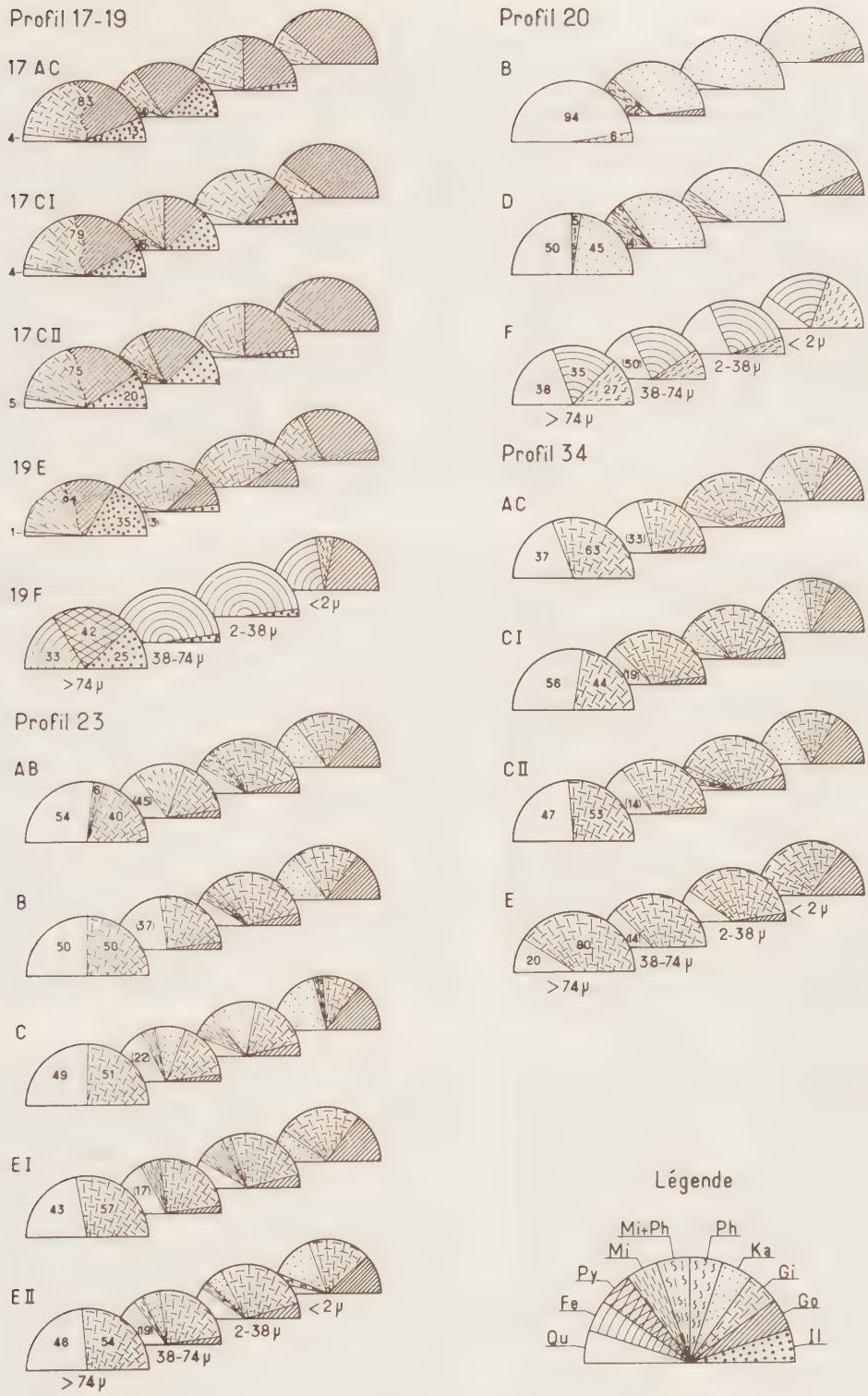


FIGURE 12 - Représentation schématique des variations minéralogiques des profils 17-19, 20, 23 et 34 selon les niveaux (verticalement) et selon les fractions granulométriques (latéralement).

Chaque constituant minéralogique est désigné par un symbole : Qu = quartz. Fe = feldspaths, Py = pyroxènes, Mi = micas, Mi + Ph = phyllites indifférenciées (et amphiboles), Ph = phyllites à espacement de base variable 10 à 15 Å, Ka = kaolinite, Gi = gibbsite, Go = goethite (ou hématite), Il = ilménite (ou magnétite).

quartzique et sur dolérite, où la gibbsite est prépondérante. Cependant la gibbsite n'est nullement exceptionnelle dans les premiers ; elle s'y présente même en quantité notable, soit régulièrement associée à la kaolinite sur toute l'épaisseur des profils, soit localisée à quelques niveaux comme on vient de le voir. Inversement il arrive que la kaolinite se forme de façon exclusive sur roche mère relativement basique (granodiorite du profil 20).

La composition des roches mères n'est donc pas le facteur essentiel gouvernant la nature des minéraux d'altération ; son influence paraît seulement indirecte. Il semble que l'on puisse préciser cette influence de la façon suivante : elle s'exerce moins sur l'orientation initiale des néoformations que sur l'intensité de leur développement. Ainsi la kaolinite est pratiquement ubiquiste, mais on la trouve en grande quantité seulement dans les épaisses couches argileuses, caractéristiques des profils sur roches acides. La gibbsite de son côté semble se développer d'autant plus abondamment que la roche mère est plus basique.

- *Le troisième caractère* est plus facile à apprécier que la précédent : la quantité de goethite présente dans les altérations croît avec la teneur en ferro-magnésiens de la roche mère. Cela se voit bien, notamment dans les fractions fines. Ce caractère serait encore beaucoup plus net si les oxydes de fer libérés par l'altération étaient mieux cristallisés. L'observation directe des échantillons est à ce sujet très révélatrice : en règle générale les altérations formées sur dolérite ont une couleur rouge foncée, les altérations formées sur granite acide ont une couleur ocre jaune et les altérations de granodiorites et de diorites quartzites sont de teinte intermédiaire.

Les trois caractères précédents, surtout le premier et le troisième, expliquent bien les variations granulométriques observées d'un profil à l'autre. En effet, c'est dans les fractions sableuses que le quartz résiduel, assez résistant à la fragmentation, se répartit en majorité : les fractions moyennes sont donc d'autant plus abondantes que la roche mère est plus quartzeuse. C'est par contre dans les fractions extrêmes (argiles et graviers) que les composés du fer libérés par l'altération se concentrent, puisqu'ils s'expriment à la fois sous forme de pigments divisés et sous forme de concrétions ou de granules grossiers : plus les roches sont ferro-magnésiennes, plus ces composés sont abondants et plus les fractions moyennes diminuent au profit des fractions extrêmes.

ETUDE DES RESULTATS ET DISCUSSION

L'analyse précédente permet d'éclairer plusieurs aspects encore discutés sur les caractères et sur la genèse des minéraux des formations latéritiques. On traitera tour à tour quatre questions concernant :

- l'origine des phyllites à 10 Å et 10-15 Å identifiées dans les profils,
- les variations morphologiques (taille, forme, caractères minéralogiques) de la kaolinite et de la gibbsite aux différents niveaux d'altération,
- les facteurs gouvernant la répartition de ces deux minéraux le long des profils,
- la séquence génétique normale correspondant à la latéritisation (ordre chronologique des générations successives des minéraux d'altération).

I – L'ORIGINE DES PHYLLITES A TROIS COUCHES DES PROFILS

L'inventaire minéralogique a montré qu'il existe dans les profils, des phyllites à 10 Å, des phyllites à 10-15 Å et des phyllites indifférenciées qui sont probablement un mélange des deux pré-

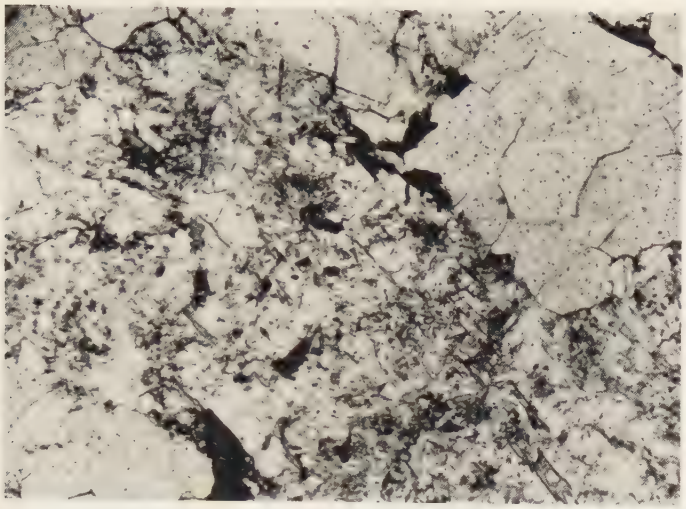
---

PLANCHE II : MICROPHOTOGRAPHIES OBTENUES AU MICROSCOPE PETROGRAPHIQUE

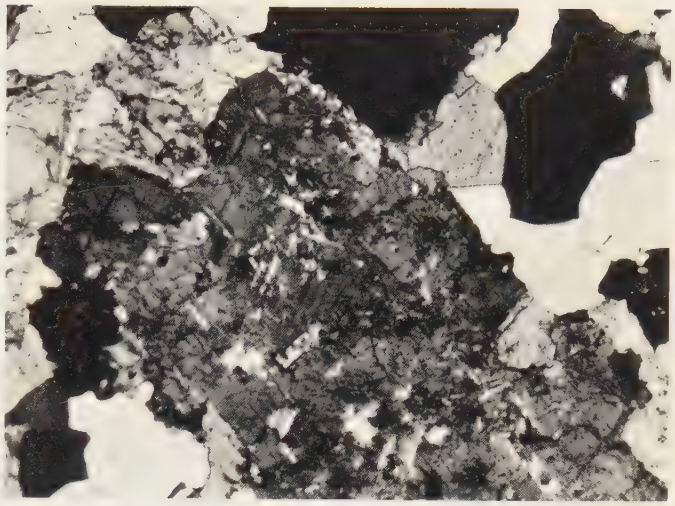
a) et b) - Paillettes de séricite incluses dans une section de plagioclase sain, a) en lumière naturelle, b) entre Nicols croisés (× 24).

c) et d) - Paillettes de séricite sur un fond mal cristallisé de kaolinite, c) en lumière naturelle, d) entre Nicols croisés (× 24). Remarquer que la disposition de ces paillettes est tout à fait semblable à celle visible dans le plagioclase sain.

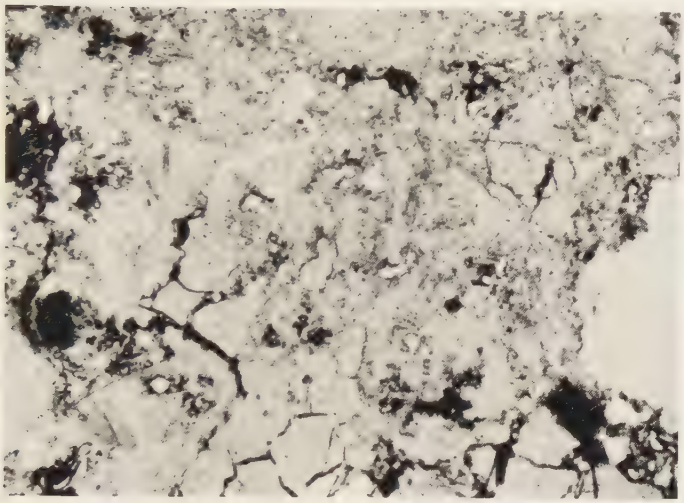
e) et f) - Paillettes de séricite sur un fond microcristallin de gibbsite, e) en lumière naturelle, f) entre Nicols croisés (× 24). Les paillettes se distinguent nettement, au centre des clichés, dans l'amas floconneux de gibbsite.



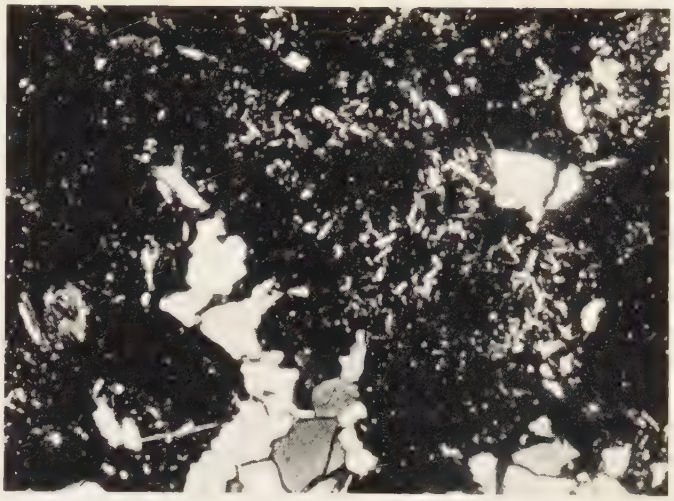
a



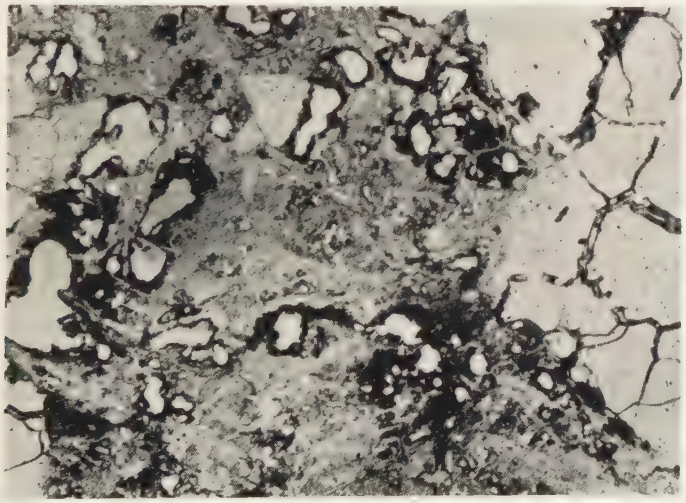
b



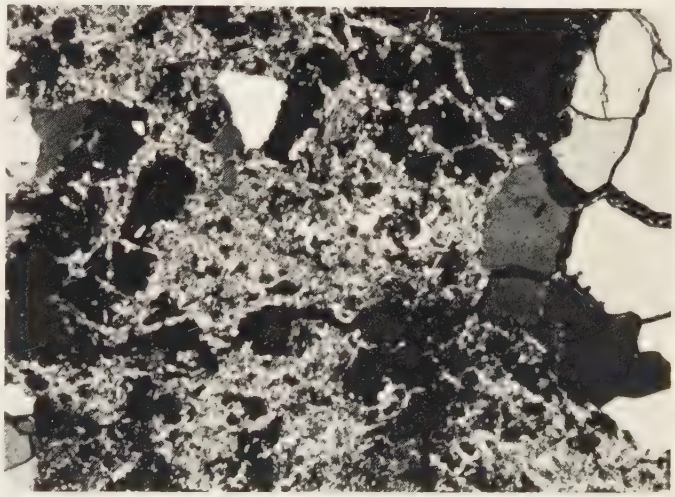
c



d



e



f

LELONG (F.) Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française)

cédentes. Toutes ces phyllites ont un caractère en commun, elles sont construites sur le modèle des micas (phyllites T.O.T., phyllites 2 : 1 ou phyllites à trois couches).

Le problème qui se pose est le suivant : quelle est l'origine de ces phyllites ? Sont-elles héritées du substratum, les unes intégralement, les autres partiellement, c'est-à-dire après avoir subi des modifications dues à l'altération ? Sont-elles au contraire des produits néoformés pendant les premières phases de la latéritisation, comme on est parfois enclin à le croire ?

A - LES PHYLLITES 2 : 1 DES PROFILS GUYANAIS

La répartition des phyllites 2 : 1 selon les fractions granulométriques et selon les niveaux d'altération des profils guyanais permet de répondre à cette question.

1 - Les phyllites à 10 Å

On a une bonne preuve de leur origine résiduelle. En effet, on reconnaît dans les altérations les trois sortes de micas préexistantes dans les roches mères : biotites, muscovites et séricites.

- Les biotites, très altérables, sont vite détruites ; c'est la raison pour laquelle on ne les trouve guère que dans les fractions grossières et aux niveaux relativement peu évolués. Il n'est pas exclu que dans certains profils la biotite se transforme en muscovite par soustraction du fer, notamment dans les niveaux perpétuellement engorgés où le fer est mobile. C'est probablement le cas pour le profil 20 dont le niveau D contient d'assez nombreuses lamelles de micas blancs alors qu'il n'en existe apparemment pas dans la roche mère.
- Les muscovites, plus résistantes, subsistent beaucoup plus longtemps que les biotites, mais, comme elles se fragmentent, on les rencontre surtout dans les fractions moyennes (sables fins et limons), dès que l'altération est un tant soit peu avancée.
- Les séricites paraissent très stables au cours de l'hydrolyse, comme l'indique l'examen de microphotographies de lames minces taillées dans plusieurs échantillons du profil 22 (planche II) : les photos a et b montrent la façon dont les paillettes de séricite se répartissent à l'intérieur d'une section de plagioclase sain ; sur les photos c et d, correspondant au premier terme d'altération, on voit que les paillettes restent intactes et avec leur disposition originelle, quoique les feldspaths totalement détruits aient laissé la place à de la kaolinite mal cristallisée (fond noir entre nicols croisés) ; sur les photos e et f, correspondant au second terme d'altération, elles subsistent toujours, mais sur un fond microcristallin de gibbsite cette fois. Aussi quelle que soit la nature des minéraux d'altération formés, les séricites paraissent survivre à la destruction du granite : il est donc normal qu'on les retrouve dans la couverture argileuse.

Comme la plupart des roches cristallines contiennent presque toujours de la séricite incluse dans les minéraux primaires, il est facile de comprendre pourquoi les altérations et les sols montrent si fréquemment des traces de phyllites à 10 Å, même dans les profils où la biotite est totalement détruite et où les roches mères sont dépourvues de muscovite. Ces phyllites se répartissent surtout, cela est logique, dans les fractions granulométriques (sables fins et limons) correspondant à la taille habituelle des séricites.

Ainsi quelle que soit la nature des profils, sur diorite quartzique à biotite comme sur granite à muscovite, les phyllites à 10 Å identifiées dans les altérations guyanaises sont directement héritées du substratum.

2 - Les phyllites à espacement de base variable 10 à 15 Å

Les phyllites à 10-15 Å ont très probablement une origine semblable. Tout donne à penser qu'elles résultent de la dégradation des micas. Leur distribution granulométrique est en effet plus étalée vers les fractions fines. En outre leur répartition analysée précédemment suggère qu'il existe une relation entre leur développement et la disparition des micas au fur et à mesure de l'altération, développement qui semble rapide et éphémère là où la biotite subsiste, développement lent mais plus durable là où les micas blancs restent seuls présents. Ceci est en bon accord avec le fait que ces derniers s'altèrent beaucoup moins vite que les micas noirs. On remarque enfin sur les diffractogrammes de rayons X que les raies correspondant à ces espèces sont d'autant plus étalées et floues que l'altération est plus accentuée et que la fraction considérée est plus fine : tout se passe comme si les produits de dégradation des micas primaires étaient eux-mêmes progressivement désorganisés avant de disparaître dans les horizons du sol les plus évolués. L'altération latéritique, la plus agressive qui soit, semble mener la dégradation à son terme.

B - LES PHYLLITES 2 : 1 DANS LES ALTERATIONS EN GENERAL

La présence dans les altérations guyanaises de phyllites bâties sur le modèle des micas confirme des faits déjà bien connus.

- Dans les altérations latéritiques, hydro-micas, séricite, illite, montmorillonite et chlorite existent fréquemment, surtout à la base des profils, sur toutes sortes de roches mères, sédimentaires, cristallines ou volcaniques (Delvigne, 1959 ; Grim *et al.*, 1959 ; Leneuf, 1959 ; Millot, 1964 ; Lafond, 1965). Sur substratum granitique ou gneissique, il s'agit ordinairement d'hydromicas, de séricites ou de montmorillonites ; les phyllites identifiées dans les profils guyanais, micas et phyllites à 10-15 Å, sont également de ce type.
- Dans les altérations et les sols des régions tempérés, les exemples abondent où sont décrits des minéraux de la famille du mica et des édifices divers qui en dérivent : illite, interstratifiés illite-vermiculite, vermiculite, interstratifiés vermiculite-montmorillonite, montmorillonite (Jackson, 1958 ; Camez, 1962 ; Millot, 1964, Glenn *et al.*, 1960 ; Droste *et al.*, 1962), sans parler des chlorites dioctaédriques (Quigley *et al.*, 1963 ; Pawluk, 1963) et des "intergrades" 2 : 1 – 2 : 2 (Jackson, 1963).

Comment interprête-t-on ces faits ? Pour les altérations et les sols tempérés, la réponse est nette : toutes les phyllites précédentes sont des produits de dégradation des micas livrés par les roches mères. Ces micas perdent peu à peu leurs cations interfoliaires, se fragmentent, se transforment en phyllites plus ou moins ouvertes, gonflantes ou non, sous l'influence du lessivage par les eaux et les composés organiques. On commence même à savoir de façon assez précise jusqu'à quels stades de cette évolution les micas originels parviennent selon les types de sols, l'acidité de la matière organique, la maturité des profils : ainsi, dans les podzols le terme montmorillonite est fréquemment atteint.

Pour les altérations et les sols latéritiques, la réponse est plus indécise. On suppose parfois que leurs phyllites à trois couches résultent d'une néoformation contemporaine des premières phases de l'altération, ce que l'on justifie en rappelant que l'hydrolyse se produit d'abord dans des conditions alcalines en milieu encore assez riche en bases, favorable à la naissance de phyllites à trois couches. Les résultats obtenus ici ne sont pas conformes à cette interprétation. L'existence de phyllites à trois couches dans les profils latéritiques traduit simplement la stabilité relative des micas du substratum et des produits de dégradation qui en dérivent. Le fait que ces phyllites existent surtout à la base des profils est facile à comprendre : l'intensité du lessivage est telle en milieu équatorial que la dégradation des micas est en général achevée dès les niveaux intermédiaires. C'est seulement sur roche mère très riche en mica, séricite ou illite, et très peu perméable que l'on peut s'attendre à voir ces minéraux résister jusqu'au sommet des profils. L'exemple cité par Bigotte est à ce sujet très significatif (1953) ; de même les faits rapportés récemment par Segalen (1965-b) : la présence d'argiles micacées dans les sols équatoriaux est en relation avec la présence de roches mères riches en micas (Lévêque, 1963 ; Chatelin, 1964).

La conclusion s'impose : dans les altérations latéritiques comme dans les altérations plus ménagées, l'origine résiduelle des phyllites micacées et de leur cortège de dégradation constitue une règle générale. On ne peut plus avoir de doute à ce sujet.

Le problème dans son ensemble vient de faire l'objet d'une mise au point (Lelong et Millot, 1967), où il est notamment rappelé que les conditions de formation des phyllites micacées se distinguent nettement des conditions existant dans les sols et dans les altérations. Ces phyllites prennent naissance soit dans les sédiments au cours de leur enfouissement (diagenèse), soit dans les roches cristallines lors de leur déstabilisation dans la tranche superficielle de l'écorce terrestre (rétromorphose ou diagenèse régressive), et cela indépendamment de l'altération climatique. La zone de déstabilisation porte le nom de "zone de cémentation" (de Lapparent, 1941) ou "zone inférieure d'altération". La naissance des séricites, comme celles des images de la planche I, est un phénomène propre à cette zone ; la naissance des kaolinites et des gibbsites, visibles à la base des profils, est par contre un phénomène propre à la zone des altérations superficielles.

Cette distinction s'accorde bien avec les données de la thermodynamique : les phyllites micacées ne peuvent pas en principe se former en même temps que la kaolinite et la gibbsite, les unes exigeant un milieu générateur (pH et composition des solutions) différent des autres (Wollast, 1963 ; De Keyser, 1964 ; Hemley et Jones, 1964). Lorsqu'on voit la kaolinite (ou la gibbsite) se former dès les phases initiales de l'altération latéritique et se disposer en association intime avec

les séricites (cf. planche II), il est logique de conclure que les séricites sont nées lors d'une phase antérieure, indépendante de la latéritisation, et qu'elles subsistent grâce à leur relativement faible altérabilité.

C - AMBIGUITE DU TERME MONTMORILLONITE

Quand on affirme que toutes les phyllites 2 : 1 des altérations ont une origine résiduelle, cela vaut aussi pour la montmorillonite, terme ultime de la séquence de dégradation définie précédemment. Prise dans ce sens, la montmorillonite représente le résidu de feuillets micacés dont les ions potassium ont été évacués et dont le réseau, après avoir subi divers réajustements sous l'influence du lessivage superficiel, est devenu gonflant. On peut même reproduire le phénomène de façon expérimentale, moyennant certaines précautions (Bronson *et al.*, 1960).

Cependant, il existe dans les altérations et dans les sols d'autres formes de montmorillonite, qui semblent apparaître spontanément dans les conditions suivantes : milieux confinés, suffisamment riches en silice et en bases, tels qu'il en existe dans certains types de paysage, à certains emplacements topographiques ou sur certaines roches mères. Les édifices du type montmorillonite peuvent en effet prendre naissance si les solutions souterraines, au lieu de se diluer progressivement comme cela se passe dans les altérations normalement drainées, parviennent à se concentrer (à condition bien sûr que ces solutions aient une composition convenable). Ces édifices ont été maintes fois synthétisés dans des conditions expérimentales assez proches des conditions naturelles (Caillère *et al.*, 1952 ; Caillère *et al.*, 1955 ; Birot *et al.*, 1959 ; Pedro, 1961 et 1964). Dans la nature, les montmorillonites de néoformation paraissent exister dans plusieurs types de sols, notamment les chernozems et les vertisols (Duchaufour, 1965). En zone latéritique, on peut également en trouver chaque fois que le milieu reste basique, c'est-à-dire que l'altération libère plus de bases que le lessivage est capable d'en enlever ; cela a davantage de chances de se produire sur roches mères très altérables (roches basiques, roches vitreuses) et surtout dans les stations basses (cuvettes et bas fonds sans exutoire). Les montmorillonites transitoires souvent décrites dans les premières phases de l'altération latéritique (Segalen, 1957 ; Birot *et al.*, 1959 ; Bonifas, 1959 ; Leneuf, 1959) semblent bien appartenir à cette catégorie.

Aucun caractère ne distingue apparemment les deux catégories de montmorillonite. Il est vrai que les critères d'identification habituellement utilisés reposent seulement sur les rayons X (feuillets à 12-15 Å gonflant à 15-17 Å en présence d'eau ou de certaines matières organiques et s'affaissant à 10-13 Å par chauffage à 250° C de 12 heures, cf. Warshaw et Roy, 1961) ; rien ne prouve que tous les feuillets répondant à ces critères soient cristallo-chimiquement identiques : il n'est pas impossible par exemple que les montmorillonites de dégradation soient surtout alumineuses et que les montmorillonites de néoformation soient surtout magnésiennes et ferrifères.

Tant que cette question n'est pas tranchée, il serait peut-être utile de désigner sous deux vocables différents les deux catégories de montmorillonite, dont les conditions de formation sont si radicalement opposées. Cela permettrait du moins de faire cesser la confusion qui a parfois fait attribuer aux montmorillonites de certains sols lessivés la même origine que celle des montmorillonites formées dans les sols basiques ou dans certains bassins sédimentaires. Il paraît peu vraisemblable que deux processus si différents donnent naissance à un seul et même produit. De fait, selon Schwertzmann (1962), les deux sortes de montmorillonite n'ont pas les mêmes propriétés.

II – MANIERE D'ETRE DE LA KAOLINITE ET DE LA GIBBSITE DANS LES PROFILS

A - LA KAOLINITE

1 - Variations de forme et de taille

On a souligné la présence presque constante de kaolinite dans les fractions granulométriques grossières. L'observation détaillée des particules visibles à l'oeil nu ou à la loupe et l'analyse comparée des diffractogrammes de rayons X des tranches 38-74 μ, 2-38 μ et < 2 μ permettent de préciser sous quelle forme et avec quels caractères ce minéral est susceptible de se présenter. On peut dégager les points essentiels suivants :

- Dans les termes rocheux (E et F) de l'altération, la kaolinite se trouve sous deux habitus qui coexistent parfois dans un même échantillon. Ou bien elle apparaît sans forme propre ; la roche

devenue friable comme la craie se résoud en une fine poussière enduite d'oxydes de fer ocreux ; au microscope pétrographique, le fond feldspathique paraît amorphe, il faut l'aide des rayons X pour déterminer l'état cristallin de cette pâte. Ou bien elle apparaît en vermicules grossiers pouvant atteindre 1 ou 2 mm de long sur 0,5 mm de large (planche III, photo a) ; ces vermicules sont constitués par des empilements de feuillets argentés à surface souvent courbe, entre lesquels des oxydes de fer opaques sont accumulés. Tout donne à penser que, dans le premier cas, la kaolinite provient de l'altération des feldspaths et que, dans le second, elle se forme sur les micas de la roche mère. Du reste on remarque au centre de la photo a un beau cristal de biotite déferritisée (le fer exsudé enduit les clivages) dont quelques feuillets s'ouvrent en éventail au contact d'un vermicule de kaolinite ; cette figure rappelle celles observées par Kulbicki et Millot (1960) et par Jonas (1964) dans des sédiments où la diagenèse a transformé les micas originels en kaolinite.

- Dans les couches meubles du sous-sol (terme C et surtout D), la kaolinite se trouve souvent abondante dans les fractions sableuses sous forme de tablettes argentées, plus ou moins épaisses et gondolées, pouvant atteindre 0,5 à 1 mm de diamètre (planche III, photo b). Les diffractogrammes de rayons X montrent en outre sa présence presque constante dans les limons et les argiles où elle possède vraisemblablement le même habitus. La kaolinite se répartit donc selon une gamme granulométrique continue et large. Parfois près de la moitié de sa quantité totale est de taille supérieure à 74 μ ; cependant sa plus forte proportion est généralement liée aux fractions moyennes (2 à 74 μ) : la part liée aux fractions fines (< 2 μ) reste modérée, sauf quand ces fractions existent en forte teneur. Il est possible que la kaolinite de très grande taille, présente à ces niveaux, puisse se former aussi bien à partir des feldspaths que des micas primaires ; c'est du moins ce que son abondance relative, parfois considérable, laisse supposer.
- Dans les couches superficielles du sol (termes A et B), la majeure partie de la kaolinite est très finement divisée et ne montre pas de forme reconnaissable à l'oeil nu ou à la loupe. Mais on la trouve fréquemment dans les fractions grossières, car elle peut se souder en agrégats avec des oxydes de fer et de la matière organique (ces agrégats sont stables, ils résistent à la dispersion précédant la séparation mécanique). On ne peut donc rien dire de son habitus. Cependant, il s'agit encore probablement de cristaux en tablettes : on peut quelquefois en identifier quelques exemplaires, mêlés ou soudés aux agrégats. Du reste il est logique d'admettre que les particules fines constituant les agrégats proviennent de la fragmentation, provoquée par l'intense brassage superficiel, des grandes kaolinites des niveaux sous-jacents.

Un point de cette description doit être mis en évidence. Ce point concerne l'existence dans les sols latéritiques de *kaolinites géantes*. On savait déjà que les kaolinites peuvent présenter des différences de taille, de faciès et d'habitus selon les conditions de gisement (Estéoule et Estéoule-Choux, 1964) ; on savait aussi que les sédiments en contiennent parfois des formes de très grande taille, jusqu'à 2,5 mm selon Shelton (1964), jusqu'à 5 mm selon Schüller (1956). Mais la présence de kaolinites géantes dans les sols et dans les altérations semble souvent ignorée. Elle doit être pourtant fréquente : Delvigne décrivait récemment (1965) en Côte d'Ivoire de beaux empilements de kaolinite, atteignant 50 microns à la place de feldspaths dans des faciès de roche altérée et même 150 μ à la place de micas dans des faciès d'argiles bariolées. Selon les faits rapportés ici, de telles dimensions semblent extrêmement courantes, notamment dans les couches épaisses du sous-sol (arènes plastiques, lithomarge, argiles tachetées) ; on ne saurait trop insister sur ce point dont les conséquences pour l'étude des sols sont capitales.

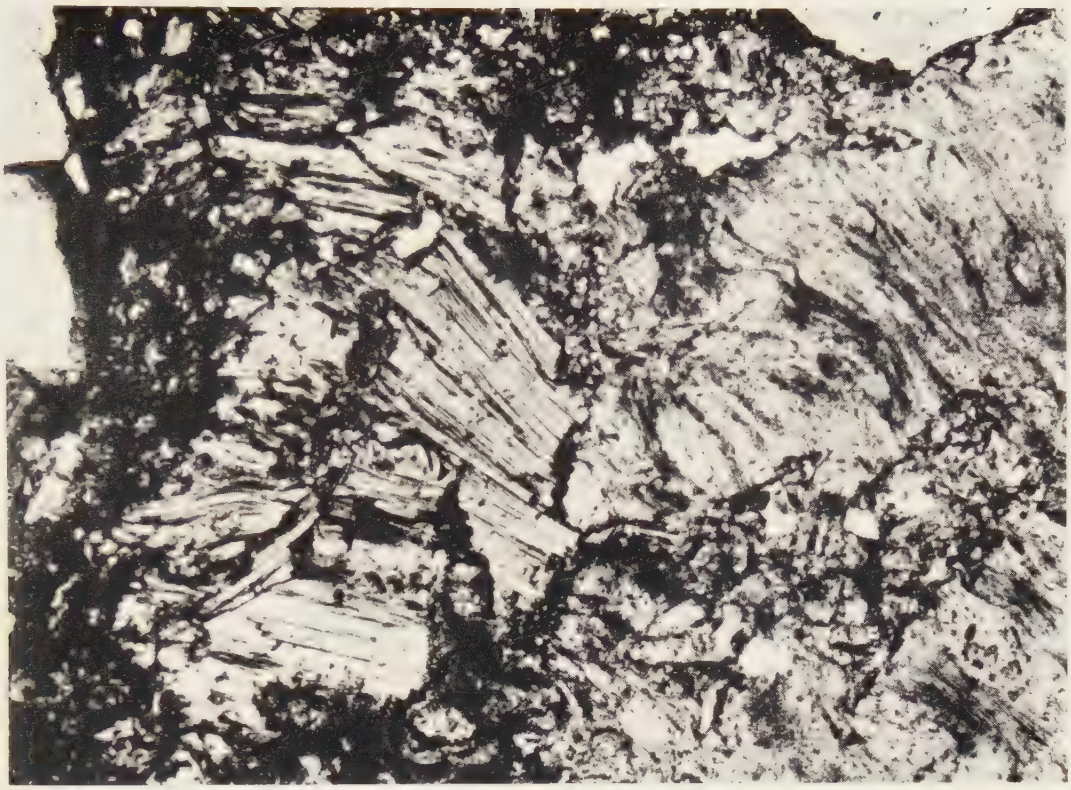
2 - Variations de cristallinité

La question qui se pose est de savoir si les diverses formes de kaolinite se distinguent par leur type de réseau : les gros vermicules et les grandes tablettes doivent-ils être considérés comme des individus "bien cristallisés" ? Si l'on en juge par leur taille et par leur forme extérieure montrant de belles lames de clivage, on serait tenté de répondre par l'affirmative. De tels cristaux ressemblent apparemment davantage aux dickites des gisements hydrothermaux ou de certains sédiments (Ferrero et Kubler, 1964) qu'aux kaolinites habituellement décrites, bien connues pour leur petite taille : 0,5 à 3,5 μ selon Caillère et Hénin (1963).

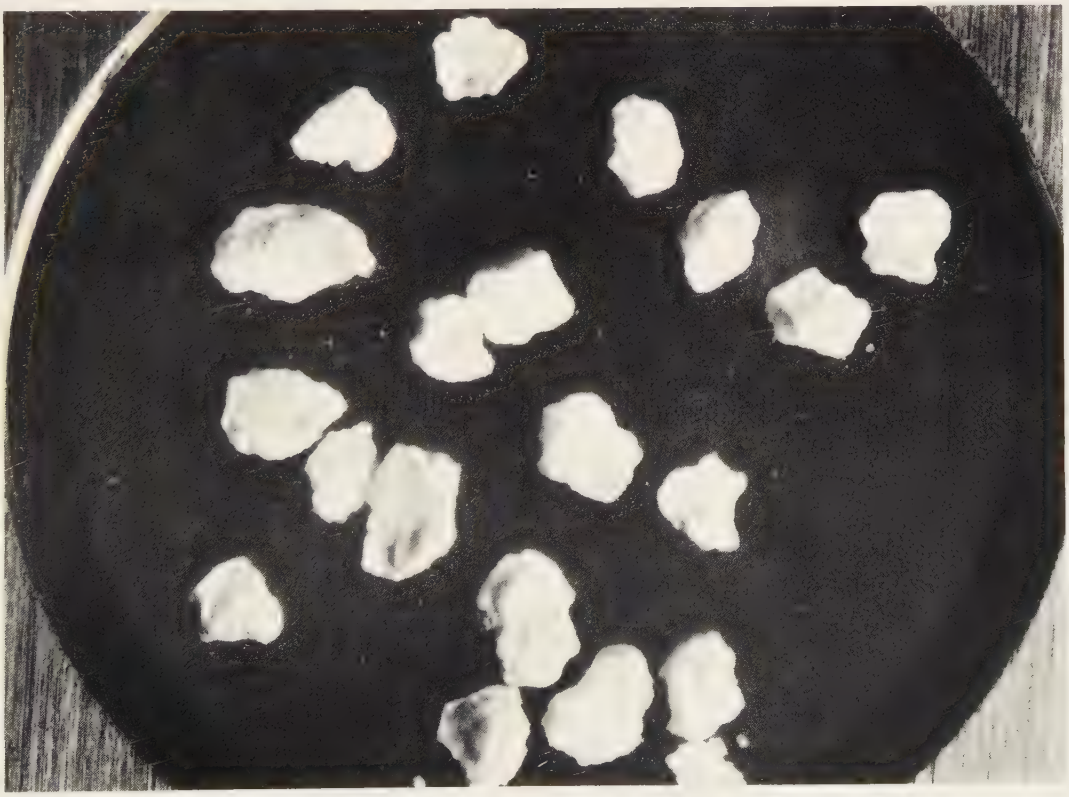
PLANCHE III : MICROPHOTOGRAPHIES OBTENUES AU MICROSCOPE PETROGRAPHIQUE ET A LA LOUPE BINOCULAIRE

a) - Gros vermicule de kaolinite, à face de clivage courbe, au contact d'un cristal de biotite déferritisé (éch. 22 E I, Nicols croisés, × 105).

b) - Grandes plaquettes de kaolinite extraites à la main d'un échantillon d'arènes plastiques. L'échelle graduée de 0 à 100 représente 1 cm (éch. 22 D IV).



a



b

LELONG (F.) Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française)

Cependant les caractères extérieurs d'un minéral ne fournissent pas une indication suffisante sur l'état de son réseau cristallin. Ceci est vrai en particulier pour les minéraux du groupe des kaolins : "although internal (*i.e.* structural) and external crystalline perfection (or imperfection) may often go together, exceptions are found", précise Brindley (1961-b) dans sa mise au point sur les argiles de ce groupe. Certains cristaux de taille minuscule possèdent une parfaite organisation, alors que de grands individus peuvent présenter une structure désordonnée. Seules des déterminations cristallographiques soignées permettent de conclure à ce sujet. Quand on ne dispose que d'enregistrements de rayons X sur poudres, ces déterminations ne sont guère sûres. L'étude aux rayons X de monocristaux serait nécessaire ou, à défaut, l'analyse par diffraction électronique de cristallites (Brindley, 1961-a), techniques qu'il n'a pas été possible d'utiliser ici. L'interprétation des diffractogrammes de poudre en vue de déterminer la cristallinité est d'autant plus malaisée que la majorité (sinon la totalité) des kaolinites étudiées ont une forme plate, entraînant une orientation plus ou moins marquée des préparations : les diffractogrammes correspondants montrent un affaiblissement parfois considérable de raies non basales (h, k, l), qui servent précisément à déterminer la cristallinité.

Néanmoins, pour de nombreux auteurs (Murray et Lyons, 1956 ; Brindley, 1961-b ; Fleurence et Nicolas, 1964), on peut reconnaître plusieurs degrés d'organisation cristallographique sur de simples diffractogrammes de poudre, notamment par l'examen comparé des raies des intervalles 3,60 – 4,50 Å et 2,25 – 2,60 Å. En appliquant aux échantillons guyanais les critères que ces auteurs indiquent, on obtient les précisions suivantes.

- D'une façon générale, les kaolinites des trois fractions granulométriques (< 74 μ) présentent des caractères cristallographiques apparemment uniformes : elles semblent moins bien cristallisées que la kaolinite régulière et *a fortiori* que la dickite ; les raies de l'intervalle 3,60 - 4,50 Å sont peu ou pas résolues, celles de l'intervalle 2,25 - 2,60 Å le sont de façon imparfaite. Cependant elles sont mieux cristallisées que les halloysites. On dira donc qu'il s'agit de kaolinites désordonnées, sans préciser la nature de ce désordre.
- Il n'y aurait pas de différence sensible de cristallinité en fonction de la taille : les diffractogrammes correspondant aux kaolinites en grandes tablettes montrent à peu près les mêmes caractères que ceux obtenus pour les kaolinites de petite taille.
- Il existerait seulement certaines variations selon les niveaux : les kaolinites les plus désordonnées se trouveraient au sommet et à la base des profils. C'est là que leur image diffractométrique se rapproche le plus de celle des halloysites (séchées à 105°) : raies de base très larges, bande intense autour de 4 Å, raies presque inexistantes entre 2 et 2,5 Å.
- Les gros vermicules formés sur les micas primaires ne semblent pas se distinguer des kaolinites nées dans les feldspaths.

3 - Signification génétique des variations

Les variations de forme et de cristallinité de la kaolinite dans les altérations guyanaises sont probablement liées à la diversité des conditions de milieu où ce minéral se développe. On peut tenter de définir quelles sont les relations en cause en rapprochant les indications précédentes de celles mentionnées dans d'autres travaux sur des kaolinites de diverses provenances.

a) En ce qui concerne les kaolinites d'origine sédimentaire, Schüller signale en 1956 la coexistence de deux formes cristallines distinctes dans un tonstein du Carbonifère Sarrois : la kaolinite se présente soit en grands vermicules formés à l'emplacement des micas, soit en agrégats rectangulaires d'origine feldspathique probable. De même Jonas décrit en 1964 dans des dépôts de kaolin du Crétacé de Géorgie la présence simultanée de trois types de cristallisation, outre la kaolinite interstitielle sans forme propre : kaolinite en agrégats finement cristallisés ressemblant à des pseudomorphoses de feldspaths, kaolinite en vermicules grossiers de section hexagonale (résultant probablement de recristallisations), kaolinite en feuillets provenant de la transformation de muscovite primaire. Ces types se distinguent cristallographiquement, les deux premiers correspondant à une variété bien cristallisée, la troisième à une variété désordonnée selon l'axe b.

Ces résultats et ceux relatifs aux profils guyanais se recoupent. Le développement de kaolinites de formes différentes selon le minéral père semble fréquent ; en outre les kaolinites des altérations guyanaises qui se forment sur micas sont mal ordonnées, comme celles que Jonas décrit. La seule divergence est que, dans l'exemple guyanais, la kaolinite née des feldspaths ne semble pas mieux cristallisée que celle qui provient des micas.

b) En ce qui concerne les kaolinites d'origine éluviale, plusieurs études récentes font état comme ici de variations de cristallinité le long des profils. Ainsi Lafond (1965) indique que, dans des altérations du Cameroun et du Gabon sur roches sédimentaires ou volcaniques, les kaolinites sont bien cristallisées au niveau de la lithomarge mais qu'elles se désorganisent au sommet des

profils où apparaissent même de la métahalloysite et de la gibbsite, fait sur lequel nous reviendrons. Nicolas et Verdier (1964) observent aussi une certaine évolution selon la profondeur, dans des altérations très profondes sur gneiss ou sur quartzites du Vénézuela : les variétés mal cristallisées de kaolinite se trouvent cette fois à la base, en dessous des variétés bien cristallisées. Ces résultats paraissent s'opposer ; en fait il est probable que deux évolutions en sens contraire se relaient au cours de l'altération, c'est du moins ce qui ressort des variations visibles le long des profils guyanais : les modifications du réseau de la kaolinite se feraient de bas en haut d'abord dans un sens progressif puis dans un sens régressif, variations très logiques puisque l'on voit le minéral s'ébaucher à la base, s'épanouir au milieu, se dégrader au sommet des profils.

En définitive il faut surtout retenir que la kaolinite d'origine superficielle présente dans les altérations latéritiques, peut prendre plusieurs formes et atteindre de grandes dimensions (1 mm et même davantage). Il ne s'agit pourtant pas de la variété dickite, connue pour les grands cristaux qu'elle donne ; il ne s'agit même pas, semble-t-il, de kaolinite normale, régulièrement cristallisée, mais plutôt de kaolinites plus ou moins désordonnées. La majorité de ces kaolinites, avec leur formes en plaquettes souvent gauchies, semble donc analogue au type B (et éventuellement C) décrit par Brindley *et al.* (1963).

B - LA GIBBSITE

Presque aussi abondante que la kaolinite dans les altérations, elle est toutefois moins régulièrement répartie : on la trouve liée de préférence soit à certains profils, soit à certains niveaux. Son habitus et sa cristallinité paraissent toutefois assez uniformes.

1 - Ses formes et sa disposition

On la reconnaît aisément dans les échantillons rocheux altérés, habituellement situés à proximité de la roche mère, par l'observation de lames minces au microscope pétrographique. Aussi son faciès et sa disposition ont-ils été maintes fois décrits, notamment par Harrison (1933),Lacroix (1934) et de Lapparent (1939). Lacroix donne des indications très suggestives : la gibbsite se présente en paillettes sur les feldspaths détruits et forme une masse cloisonnée légère mais suffisamment cohérente pour que la roche conserve une certaine solidité. De Lapparent note de son côté l'envahissement progressif des plagioclases par la gibbsite finement cristallisée : les plagioclases dans lesquels la gibbsite s'installe se corrodent, leur masse est progressivement criblée de trous (cristaux négatifs), ils deviennent blanc mat et prennent un aspect porcelané.

Tout récemment Delvigne (1965) a donné une description minutieuse du développement de gibbsite dans les croûtes et les termes d'altération intermédiaires entre les roches saines et des argiles bariolées : ce minéral apparaît en cristaux de 10 à 20 µ, formant une double rangée sur les parois de fines fissures qui sillonnent les plagioclases. Ces fissures s'anastomosent et envahissent progressivement tout le volume des feldspaths ; le tracé de leur axe est souvent souligné par un dépôt d'oxyde de fer brun. Parfois les gibbsites ne sont pas en contact direct avec le plagioclase : il existe une bande intermédiaire de matière amorphe, formant une sorte de manchon dont les gibbsites, alignées ou en désordre, constituent la gaine intérieure.

Les observations microscopiques faites sur des fragments rocheux des profils guyanais confirment les descriptions précédentes. Elles permettent en outre de mettre l'accent sur les points suivants :

PLANCHE IV : MICROPHOTOGRAPHIES OBTENUES AU MICROSCOPE PETROGRAPHIQUE

a) - Petits flocons de gibbsite dans les espaces intergranulaires d'un échantillon faiblement altéré (éch. 14 F, Nicols croisés, × 27).

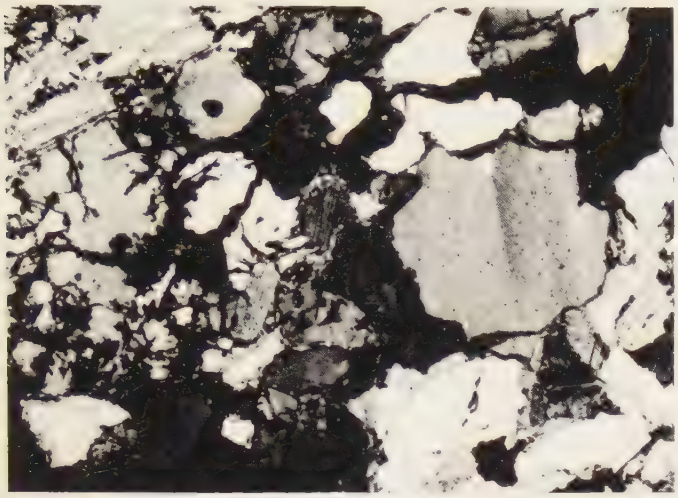
b) - Mouches de gibbsite disséminées à l'emplacement de feldspaths détruits. Noter l'importance des vacuoles (éch. 14 E, Nicols croisées, × 27).

c) - Cloisonnements grossiers de gibbsite. Remarquer les dépôts d'oxydes de fer tapissant les vacuoles délimitées par les cloisons (éch. 34 E, Nicols croisées, × 70).

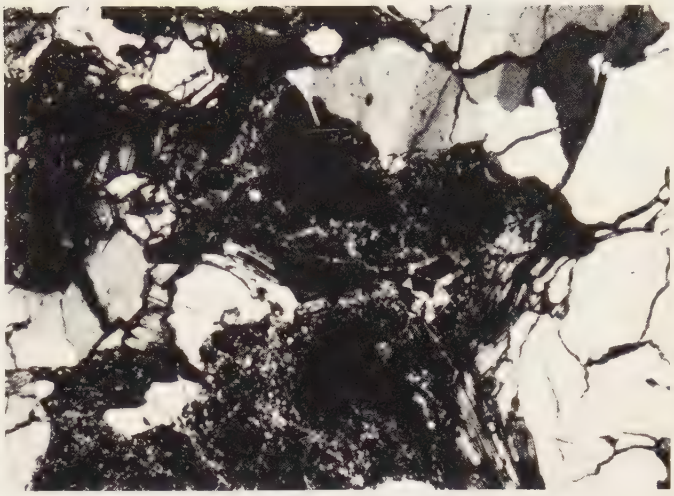
d) - Amas compact de gibbsite. La gibbsite apparaît sous forme d'une fine ponctuation d'où se détachent, surtout au centre de la photo, d'assez nombreuses paillettes de séricite (éch. 23 E, Nicols croisés, × 70).

e) - Cloison de gibbsite (au centre de la photo) montrant des cristallites rectangulaires disposés en peigne autour de l'axe de la cloison (éch. 19 E, Nicols croisés, × 70).

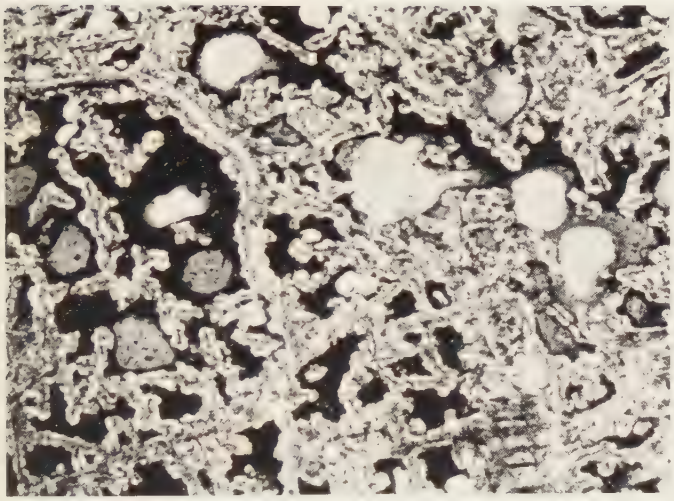
f) - Encroûtement de gibbsite montrant des agrégats fibro-radiés en bordure d'une large cavité (éch. 34 C II, Nicols croisés, × 70).



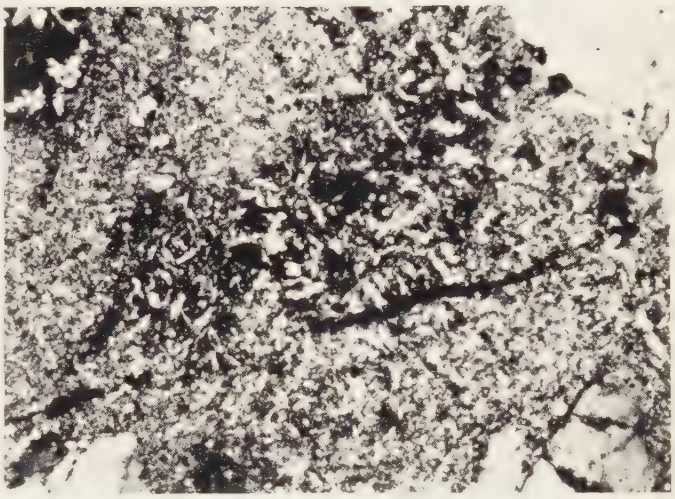
a



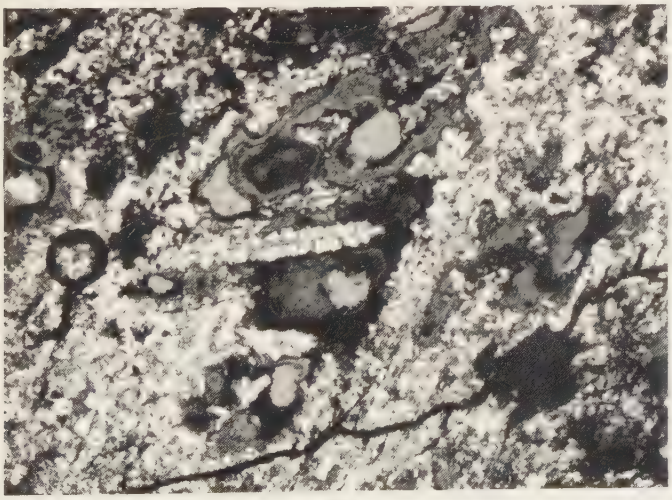
b



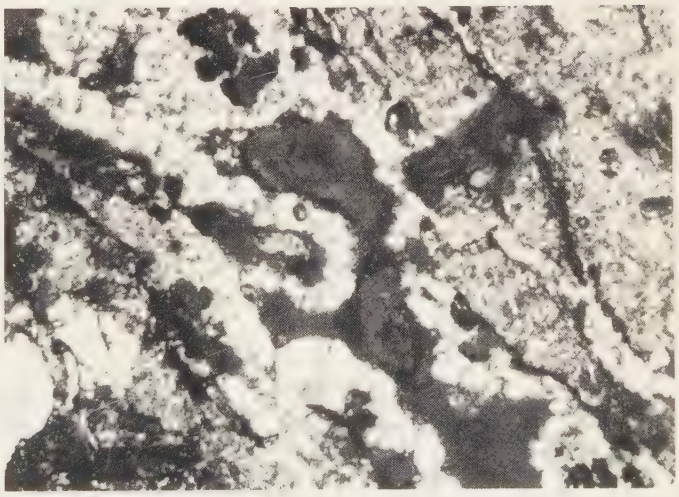
c



d



e



f

LELONG (F.) Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française)

- La gibbsite montre une taille réduite (1 à quelques microns) dans les roches faiblement altérées où une proportion notable de feldspaths subsiste. Elle atteint de plus grandes dimensions (10 à 50 microns) dans les roches complètement décomposées et surtout dans les fragments rocheux des horizons superficiels.
- Les petits cristaux, premiers formés, ne sont pas exclusivement localisés dans les feldspaths ; ils apparaissent également dans des fissures ou des espaces intergranulaires, à une certaine distance des minéraux primaires alumineux (cf. planche IV, photo a). Cependant la plus grosse génération de gibbsite, produit des phases ultérieures de l'altération, occupe les vides correspondant aux plages feldspaths (planche IV, photo b) et, de façon beaucoup plus rare, ceux correspondant aux autres silicates. Elle s'y répartit en cloisonnements ou en amas floconneux plus ou moins compacts (planche IV, photos c et d).
- Dans la plupart des cas, les individus de gibbsite de grande taille, les seuls bien observables au microscope, ne semblent pas être des monocristaux : de forme trapue, à contours souvent flous, ils sont constitués de cristallites de 1 à 10 microns qui s'interpénètrent de façon complexe en dessinant des emboitements en croix ou en sablier. Dans les cloisons où la gibbsite est régulièrement ordonnée (planche IV, photo e), on peut observer le contour rectangulaire de ces cristallites et leur groupement en peigne le long de l'axe de la cloison.
- Habituellement les plus grandes cristallisations de gibbsite se trouvent surtout à proximité de fissures, de pores et de vacuoles et les plus petites au sein d'amas compacts. En bordure des larges fentes, nombreuses dans les fragments rocheux les plus altérés, elle forme parfois des encroûtements volumineux, à surface mamelonnée montrant en coupe des assemblages de cristallites fibro-radiés (planche IV, photo f) : ainsi se manifeste à nouveau la facilité avec laquelle ce minéral s'associe sur lui-même, à toutes les échelles.

Dans les échantillons argileux, la gibbsite est plus difficile à observer : l'examen sur lame mince suppose que les échantillons aient été solidifiés avant leur prélèvement, ce qui n'a pas pu être fait pour cette étude. Mais comme la gibbsite a été identifiée aux rayons X dans toutes les fractions granulométriques, on peut dire qu'elle existe à la fois sous forme d'assemblages plus ou moins complexes et sous forme de fines particules disséminées dans la matrice argileuse ; mais la fraction dispersée paraît plus importante qu'en milieu rocheux, l'organisation en assemblages semble gênée.

2 - Leçons tirées de l'observation

De cette brève analyse, plusieurs points se dégagent et confirment des conclusions déjà publiées (Lelong, 1964).

En premier lieu la taille moyenne des cristallisations de gibbsite explique que sa répartition granulométrique montre un maximum correspondant à la fraction limoneuse ; de part et d'autre de ce maximum, dans les sables fins et dans les argiles, sa fréquence diminue progressivement. En dessous de 0,5 micron, il n'en existe plus que de très petites quantités. Le fait qu'on la trouve en proportion parfois importante avec les sables grossiers et même avec les graviers résulte de sa tendance à se souder en masse cloisonnées poreuses ou en amas compacts encroûtant d'autres particules.

Cette tendance est mal connue, quoique certains auteurs y fassent référence de façon plus ou moins explicite (Patterson, 1964) et que l'on sache bien que les bauxites (dont la gibbsite est souvent le minéral essentiel) ont fréquemment une consistance pierreuse. Les oxydes de fer libérés par l'altération jouent aussi un rôle important : ils enduisent les particules de gibbsite et, lorsqu'ils sont abondants, les agrégent en nodules cohérents, ce qui explique que la gibbsite est d'autant plus abondante dans les fractions grossières que la roche mère est plus riche en minéraux ferromagnésiens. Il s'agit là d'une relation souvent ignorée et cependant importante : elle rend compte en effet des différences de caractères granulométriques et physiques des formations résiduelles selon la nature du substratum, différences qui se répercutent dans le déroulement de l'altération, ainsi qu'on le précisera.

En second lieu, la majeure partie de la gibbsite se développe au sein même des feldspaths, dans les vides créés par leur décomposition progressive : l'aluminium libéré par l'hydrolyse semble donc immédiatement immobilisé sur place. Cependant de petits flocons de gibbsite apparaissent, surtout dans les faciès faiblement altérés, plus ou moins distants de toute source possible d'aluminium. En outre les carcasses ferruginisées de biotite et de hornblende verte n'en renferment que rarement. Ces deux faits indiquent qu'une part notable de l'aluminium est mobilisée et éventuellement exportée. Plusieurs auteurs ont également attiré l'attention sur ce point, soit en partant d'observations microscopiques, soit en s'appuyant sur des bilans géochimiques de l'altération:

Millot et Bonifas (1955), Pedro (1964), Delvigne (1965), Grant (1963), Keller, (1964). Ce dernier justifie la mobilité de cet élément par l'analyse de sa courbe de solubilité en fonction du pH : à la naissance de l'altération l'hydrolyse est alcaline, comme l'indiquent les valeurs des "pH d'abrasion" des minéraux silicatés (Stevens et Carron, 1948) et différentes observations directes ; les valeurs du pH où Al est solubilisé sous forme d'ion AlO_2^- sont fréquemment atteintes. Puis l'hydrolyse devient acide : dans les argiles de la lithomarge le pH est habituellement de 4 à 5, à la limite du domaine où Al devient à nouveau soluble sous forme d'ion Al^{+++}. Keller précise même : "Repeatedly evidence (...) indicates that alumina is notably more soluble and mobile that its behaviour classically interpreted would indicate". La mobilité de l'aluminium mise en évidence ici correspond selon toute probabilité à la phase où l'hydrolyse est alcaline, phase souvent peu manifeste sur le terrain, au point que Segalen en venait récemment (1965-a) à douter de son existence. Il paraît cependant difficile de la nier ; si éphémère soit-elle, cette phase de mobilité entraîne des conséquences pratiques importantes, comme on le verra pour terminer.

C - CONSEQUENCES PRATIQUES

L'étude de la "manière d'être" de la kaolinite et de la gibbsite dans les profils étudiés aboutit à deux conclusions principales dont les recherches ultérieures sur les altérations et sur les sols devront tenir compte.

1/ La kaolinite et la gibbsite s'expriment dans toutes les fractions, des plus fines aux plus grossières. Leur distribution granulométrique n'est du reste pas identique : la fréquence maximum correspond pour la kaolinite aux argiles et aux limons, pour la gibbsite aux limons et aux sables fins. En outre leur distribution n'est pas uniforme d'un profil à l'autre et d'un niveau à l'autre : celle de la kaolinite varie surtout selon les niveaux, celle de la gibbsite varie surtout selon la nature des roches mères.

En conséquence, quand on cherche à caractériser l'altération par des paramètres minéralogiques ou chimiques (à l'aide par exemple du coefficient moléculaire $Ki = SiO_2/Al_2O_3$ d'Harrassowitz (1926), très utilisé par les pédologues et dont Pedro (1966) vient de rappeler l'intérêt), l'analyse doit porter *sur l'ensemble* du complexe d'altération. Se limiter aux fractions fines aboutit à des résultats souvent dénués de signification : ainsi dans la plupart des échantillons étudiés ici, le Ki réel est beaucoup plus faible que celui correspondant à la seule fraction argileuse.

2/ L'aluminium n'est pas un élément aussi stable lors de l'altération qu'on a souvent pu le croire. De très nombreux bilans chimiques de l'altération ont été établis en partant de l'hypothèse que cet élément était quasi invariant. Les résultats obtenus de cette façon sont contestables et même parfois dépourvus de toute vraisemblance. C'est la raison pour laquelle le mode de raisonnement à volume constant, proposé par Millot et Bonifas (1955), est si utile. Supposer l'aluminium immobile, alors que généralement une part notable est exportée, conduit, dans les calculs à Al constant, à minimiser les départs de tous les autres éléments lors de l'altération. Aussi quand on établit les bilans de cette manière, le calcul fait souvent apparaître pour les matériaux résiduels une masse spécifique à peine moins forte que celle des roches mères : l'erreur est manifeste.

L'utilisation de l'aluminium comme invariant devrait donc être évitée ; l'établissement de bilans d'altération précis peut se faire, il faut le rappeler, soit à l'aide du raisonnement isovolumétrique, quand les variations de volume lors de l'altération paraissent négligeables (Millot et Bonifas, 1955), soit à l'aide du raisonnement isoquartz, quand elles ne le sont pas (Lelong, 1964).

III – LA REPARTITION DE LA KAOLINITE ET DE LA GIBBSITE LE LONG DES PROFILS ; SES FACTEURS

A - LA REPARTITION

La répartition de la kaolinite et de la gibbsite de bas en haut des coupes n'est pas la même pour tous les profils : les huit profils guyanais illustrent à eux seuls les différentes possibilités signalées dans la littérature.

- Parfois la kaolinite se trouve seule dès la base, elle se forme directement sur les roches mères, conformément au schéma proposé par Harrison (1933) pour les roches granitiques, puis repris par Sabot (1954) et par Allen (1952). Keller a rappelé récemment (1964) les conclusions de ce dernier auteur : "the desilicification of feldspars and parent rocks is usually a two-stage process in which

clay minerals such as kaolinite, halloysite and nontronite are formed first and then silica is removed from them to form gibbsite, boehmite and diaspore". D'Hoore (1954) soutient un point de vue voisin pour les altérations formées sur roches acides : comparant des profils sur dolérites et sur granites du Congo, il observe que la synthèse des minéraux argileux débute tout près de la roche mère sur substratum acide, plus loin sur substratum basique.

- Plus souvent la gibbsite apparaît la première au contact de la roche fraîche, comme dans les roches caverneuses décrites par Lacroix (1913) sur les syénites néphéliniques des Iles de Los, comme dans les "primary laterites" observées par Harrison (1933) sur les roches mères basiques et intermédiaires de Guyane anglaise et signalées depuis sur différents substratum cristallins acides. Dans ce cas, le développement de la kaolinite se manifeste plus haut, au niveau des couches meubles du sous-sol et du sol, conformément à ce qu'ont remarqué Leneuf en 1959, Watson en 1962 sur roches granitiques, Lajoinie et Bonifas en 1961 sur dolérite. Les profils sont alors comparables aux gisements latéritiques du type II, décrits par Stas en 1959 au Congo (cité par Wollast, 1961), où la gibbsite diminue de bas en haut, au bénéfice de la kaolinite.
- Au sommet des profils enfin, ou bien la kaolinite demeure à peu près stable (en compagnie ou non de gibbsite), ou bien elle se dégrade comme en témoigne sa taille moyenne plus fine et sa cristallinité plus faible vers la surface, ou bien encore elle régresse au profil d'une nouvelle génération de gibbsite. Glenn et Nash (1964) ont récemment décrit une évolution apparemment inverse dans deux sols latéritiques brun-rouge du Mississippi : selon ces auteurs la teneur en gibbsite augmente en allant de la surface à 2,50 m de profondeur. Mais l'échelle d'observation n'est pas la même : dans le cas des coupes de Guyane, on étudie les variations existant entre les couches argileuses profondes et la tranche des 2 ou 3 mètres superficiels, indépendamment des variations pouvant exister dans cette tranche (celles-ci seront analysées plus loin, cf. chap. II, p. 78). Quoiqu'il en soit, la régression de la kaolinite au profil de l'hydrate d'alumine à proximité de la surface topographique est admise par de nombreux auteurs, comme vient de le rappeler Segalen (1965-a). Ce cas semble toutefois limité aux régions où le lessivage est intense, car la kaolinite est beaucoup plus résistante à l'hydrolyse que les silicates des roches mères.

Ainsi dans les profils latéritiques, gibbsite et kaolinite peuvent se répartir de plusieurs façons selon les cas : kaolinite seule de bas en haut, ou bien gibbsite puis kaolinite, ou bien encore kaolinite puis gibbsite, ce dernier cas paraissant plus rare. La succession la plus complète possible est donc : 1/ gibbsite, 2/ kaolinite, 3/ gibbsite. On l'observe effectivement le long de certains profils. La manière la plus simple d'expliquer cette succession est d'admettre, comme on le fait souvent (Millot, 1964 ; Segalen, 1965-a) qu'il existe un équilibre entre les deux minéraux, capable de se déplacer dans un sens ou dans l'autre selon les conditions du milieu, par addition ou soustraction de silice. C'est en effet la seule solution plausible, dès lors qu'il n'existe pratiquement plus de minéraux altérables.

Reste à savoir si cette succession correspond bien à une séquence chronologique, c'est-à-dire si les générations de gibbsite et de kaolinite apparaissent normalement dans cet ordre au fur et à mesure que l'altération progresse. C'est ce que l'on examinera à la fin de ce chapitre. Auparavant il faut chercher quels sont les facteurs susceptibles d'expliquer la répartition habituelle des deux minéraux.

B - LES FACTEURS DE LA REPARTITION

Les faits pouvant guider la recherche de ces facteurs sont les suivants :

- la gibbsite est plus fréquente au sommet des profils et surtout dans les termes rocheux formés au contact du substratum, la kaolinite est plus fréquente aux niveaux intermédiaires ;
- dans les altérations meubles, la gibbsite est d'autant plus abondante que la roche mère est plus basique ;
- dans les altérations rocheuses, la gibbsite, quand elle existe, se développe intensément, quelle que soit la roche mère.

Il est très malaisé de rendre compte de toutes ces tendances, et cela pour deux raisons. En premier lieu, les conditions de formation de la gibbsite ne sont pas forcément les mêmes pour les termes rocheux et pour les termes meubles superficiels, ce minéral naissant dans un cas à partir des silicates primaires et dans l'autre à partir de la kaolinite. En second lieu, l'échantillonnage disponible ne permet pas de savoir quelle est l'origine exacte des termes rocheux d'altération : ceux-ci peuvent représenter soit les premiers produits d'altération qui se forment de façon permanente à la base de profils déjà différenciés, soit les produits formés initialement sur des dal-

les rocheuses nues ou presque nues (cf. p. 28). Les conditions de genèse correspondantes ne sont pas du tout identiques : dans un cas ces altérations sont antérieures au creusement des vallons, l'évolution a lieu en profondeur ; dans l'autre elles sont postérieures, l'évolution a lieu à proximité de la surface.

Pour simplifier le problème, on raisonnera en deux temps, d'abord sur les termes meubles de l'altération, ensuite sur les termes rocheux.

1 - Au sujet des termes meubles (A, B, C et D)

Deux facteurs peuvent expliquer la répartition différentielle de la kaolinite et de la gibbsite : la situation des altérations dans les profils, la nature de la roche mère.

a) Le facteur situation : la proximité de la surface du sol paraît favorable au développement de la gibbsite. En effet on remarque que les niveaux gibbsitiques des profils sur roches acides sont habituellement à moins de deux ou trois mètres de profondeur et que les profils sur roches basiques, très riches en gibbsite, sont peu épais. L'enfouissement par contre serait favorable au développement de la kaolinite : il suffit pour s'en convaincre de regarder sur la figure 2 (p. 24) la situation des échantillons D, termes les plus riches en kaolinite.

Ce facteur situation est en relation avec les conditions topographiques : quand les reliefs sont accusés, l'érosion est active, les profils sont peu profonds, le milieu doit favoriser plutôt la formation de la gibbsite. Quand les reliefs sont aplanis, l'érosion devient inopérante, les couvertures d'altération s'épaississent, la kaolinite doit se former de préférence.

On retrouve là des tendances plusieurs fois soulignées par les auteurs notamment par Lacroix (1934), Erhart (1935), puis par Sabot (1954) : sous climat chaud et humide, l'individualisation d'aluminium et de fer libres se manifeste habituellement avec une intensité maximum dans les horizons superficiels. C'est en particulier le cas en Guyane française : Lévêque (1963), dans son étude détaillée des sols ferrallitiques de ce territoire, indique nettement que le concrétionnement se localise au sommet ou dans la partie superieure des profils ; et, précise-t-il plus loin, les concrétions sont toujours plus riches en aluminium et en fer, toujours plus pauvres en silicium que le sol total. Ce fait semble général : selon Maignien (1958) les phénomènes de cuirassement que l'on observe en surface ou à proximité de la surface vont de pair avec une concentration en sesquioxydes (gibbsite et goethite principalement). De même l'influence de la géomorphologie a déjà été reconnue : Segalen (1965-b), s'appuyant sur un grand nombre de recherches faites dans la zone tropicale humide, conclut que les reliefs jeunes sont favorables à la gibbsite et les grandes surfaces d'aplanissement à la kaolinite. Cet auteur fait même de ce facteur l'élément essentiel conditionnant l'orientation des néoformations.

b) Le facteur roche mère : l'influence de la roche mère est manifeste dans les sols. Quand la roche devient plus basique, plus riche en minéraux ferromagnésiens, les sols présentent une couleur rouge plus sombre, une abondance plus grande en fractions granulométriques extrêmes (argiles et graviers), une structure plus stable et moins compacte, donc mieux aérée ; les propriétés physiques s'améliorent et cela explique que la forêt devienne généralement beaucoup plus belle (Lévêque, 1963).

La basicité de la roche mère favorise le développement de la gibbsite. Cette basicité peut s'exprimer à la fois par la richesse en minéraux altérables et par la richesse en fer. Si l'on classe les profils en trois catégories, 1) sur granites, 2) sur diorites quartziques et 3) sur dolérites, on remarque que la gibbsite existe seulement en traces dans le complexe d'altération des premiers, qu'elle est abondante ou dominante dans celui des seconds, qu'elle est quasi exclusive dans celui des troisièmes. La corrélation avec les deux critères de basicité est nette.

	GIBBSITE	% MINERAUX ALTERABLES	% FER TOTAL
1ère catégorie	traces	60	0-5
2ème catégorie	abondante	80	5-10
3ème catégorie	quasi exclusive	85 à 90	10-20

Seuls les profils 14 et 20 se singularisent : le profil 14 est anormalement riche en gibbsite et le profil 20 est anormalement riche en kaolinite, compte-tenu de la composition des roches mères. Mais la situation des échantillons considérés n'est pas tout à fait comparable : les échan-

tillons du profil 14 sont plus superfiels, et cela peut expliquer leur richesse en gibbsite, comme on vient de le voir.

Du reste le facteur roche mère et le facteur situation additionnent très souvent leurs effets : en Guyane, comme dans beaucoup de régions tropicales humides, les massifs de roches basiques ont généralement un relief plus marqué que les massifs granitiques (Birot *et al.*,1961). De plus, même à reliefs comparables, la couverture d'altération est souvent moins épaisse pour les roches basiques : la décomposition de ces roches paraît à la fois plus brutale et moins pénétrante que celle des roches acides. Bref tous les facteurs peuvent agir dans le même sens, en faveur de la gibbsite sur roches basiques et de la kaolinite sur roches acides.

2 - Au sujet des termes rocheux (E et F)

Quoiqu'il en soit de l'origine de ces altérations (origine soit antérieure, soit postérieure au creusement des vallons), la gibbsite s'y développe très souvent de préférence à la kaolinite et cela sur toute roche mère : on peut la trouver abondante dans les altérations rocheuses de granite comme dans celles de dolérite.

La répartition de la gibbsite dans E et F se distingue de la répartition dans A, B, C et D d'une double manière :

- d'abord, la gibbsite est habituellement en plus grande quantité dans les altérations rocheuses que dans les altérations meubles ;
- ensuite la richesse en gibbsite des altérations rocheuses est assez indépendante de la composition de la roche mère, contrairement à ce qui se passe pour les altérations meubles.

Ces différences peuvent s'expliquer ainsi : la gibbsite se développe plus vite au contact du substratum, à partir des minéraux primaires, qu'au sommet des profils, à partir de la kaolinite, à cause de la plus grande altérabilité des minéraux primaires. Cependant on comprend mal pourquoi l'influence de la nature de la roche mère se fait peu sentir au début de l'altération, alors qu'elle devient très importante par la suite.

Pour cette raison, il faut admettre que le développement des néoformations dépend d'un autre facteur que ceux envisagés jusqu'ici. Ce facteur pourrait bien être l'état physique des matériaux soumis à l'altération : les néoformations s'orienteraient différemment selon que les matériaux ont conservé leur nature rocheuse ou qu'ils l'ont perdue, comme dans l'exemple cité par de Lapparent (1939).

On peut essayer de préciser davantage quelles sont les propriétés physiques qui interviennent. L'état physique d'un matériau est défini notamment par sa granulométrie, sa structure et sa cohésion.

- Les caractéristiques granulométriques ne semblent pas intervenir directement pour les profils considérés. Il n'apparaît pas de différence sensible de grain entre la roche mère du profil 20, couverte d'arènes kaoliniques, et celles assez semblables des profils 23 et 34 dont les altérations sont surtout gibbsitiques. En outre dans le profil 22, où la présence de gibbsite se manifeste de façon très localisée, aucune hétérogénéité de texture originelle ne semble pouvoir être suspectée. Certes l'examen des courbes granulométriques de la figure 3 montre que les niveaux meubles (A, B, C et D), où la kaolinite est habituellement plus abondante, sont beaucoup plus riches en fractions argileuses que les termes rocheux (E et F) où la gibbsite est normalement dominante. Mais il semble que ces variations de granulométrie soient davantage la conséquence que la cause du développement de minéraux distincts ; on sait en effet que la taille moyenne de la kaolinite est généralement plus petite que celle de la gibbsite. Du reste la répartition granulométrique du quartz (fig. 4), minéral exclusivement hérité des roches mères, ne révèle pas de variation significative quand on passe des échantillons à dominante kaolinique aux échantillons à dominante gibbsitique.
- Le caractère physique des altérations capable d'agir sur l'orientation des néoformations paraît être plutôt leur structure, c'est-à-dire la façon dont les grains sont assemblés et dont les pores se répartissent. Il est frappant de constater que la gibbsite est presque toujours dominante dans les altérations à architecture lâche, à porosité grossière assez développée, ainsi pour les échantillons rocheux E et F et pour les échantillons meubles à structure bien ouverte des profils sur roche basique ; et que par contre la kaolinite se développe surtout dans les altérations massives, à structure compacte, sans pore grossier.
- La cohésion serait également un facteur actif, puisque la stabilité de la structure en dépend.

C - LA CONDITION PREMIERE : LE PEDO-CLIMAT

On remarque finalement que les trois grands facteurs influençant l'orientation des néoformations (position des altérations dans les profils, nature de la roche mère, propriétés physiques des matériaux soumis à l'altération) sont en étroite relation avec un caractère plus général : ce caractère, c'est le climat du sol et des altérations, autrement dit le pédo-climat. Chacun des facteurs précédents semble efficace seulement dans la mesure où il agit sur le pédoclimat.

Ainsi la genèse de la gibbsite paraît liée aux pédoclimats suffisamment aérés, soit qu'elle ait lieu à proximité de la surface, soit qu'elle ait lieu en profondeur dans un sous-sol perméable et vite ressuyé comme cela se produit sur roche basique, soit encore qu'elle ait lieu dans les altérations rocheuses, à bon drainage interne. Au contraire la genèse de la kaolinite paraît liée aux pédoclimats constamment humides, comme il en existe dans les formations compactes, peu perméables donc mal drainées, et de surcroît assez profondément enfouies, donc à l'abri de l'évaporation.

Si le pédo-climat a bien le rôle décisif qu'on lui attribue ici, les minéraux d'altération peuvent fournir des indications très précises sur le milieu de genèse. Cependant le problème de l'origine exacte des altérations rocheuses prélevées au pied des profils reste entier : le fait que ces altérations soient surtout gibbsitiques n'implique pas forcément qu'elles se soient formées à partir de dalles rocheuses affleurantes, directement au contact avec l'air ambiant. En effet rien n'interdit de penser qu'il existe sous la lithomarge hydromorphe un niveau relativement bien aéré : la perméabilité des roches altérées étant souvent meilleure que celle de leur couverture, leur drainage est plus rapide et l'eau de la nappe peut rester suspendue au-dessus du niveau perméable, au moins temporairement. Ainsi la gibbsite pourrait trouver à ce niveau le climat contrasté qui semble lui convenir.

Il peut paraître paradoxal de voir la gibbsite, qui est la forme d'alumine la plus hydratée, se développer surtout dans les parties de sol les moins humides. Cependant on comprend facilement que, sous un climat donné, le lessivage est d'autant plus intense que le pédoclimat est mieux aéré : la dessication qui se produit entre chaque averse favorise au maximum le renouvellement des solutions souterraines. Ainsi le sol est soumis à un régime de "douche" qui contraste avec le régime de "baignoire", favorable lui au développement de la kaolinite, selon les images de Millot (1965).

Il faut naturellement que la "douche" soit assez intense pour que l'hydrolyse génératrice de gibbsite ait lieu. Différents auteurs ont cherché à définir le seuil de pluies annuelles au-dessus duquel la gibbsite peut apparaître. Segalen (1965-b) résumant leurs travaux et ses propres observations fixe à 1 000 mm environ la valeur de ce seuil, et précise qu'il varie en fonction de la morphologie et de la température. Il est en outre logique de penser qu'il faut une tranche de pluie plus importante pour désilicifier des argiles que des silicates primaires, beaucoup plus facilement altérables : 1 500 à 2 500 mm dans le premier cas, 1 000 à 1 500 mm dans le second semblent être des valeurs assez vraisemblables. La hauteur d'eau qui s'infiltre et qui participe au lessivage est naturellement inférieure à ces valeurs.

L'importance accordée ici au pédoclimat ne contredit pas la conclusion générale à laquelle les auteurs sont parvenus : le drainage et le lessivage sont les facteurs pilotes dans le développement des altérations. Tous les géologues et pédologues sont d'accord sur ce point. Les premiers insistent peut-être davantage sur les variations minéralogiques verticales, liées à la succession de niveaux à caractères hydrodynamiques distincts (Millot, 1964) : kaolinite au niveau de la nappe, gibbsite en dessus. Les seconds insistent peut-être davantage sur les variations minéralogiques latérales, liées aux différences morphologiques (Segalen, 1965-b) : gibbsite sur les reliefs accidentés, kaolinite sur les surfaces aplanies. Cependant dans un cas comme dans l'autre, c'est la situation des altérations dans leur milieu qui est considérée comme le facteur pilote des néformations. En fait il semble bien que l'influence de la situation, comme celle de la nature des roches mères, ne sont que des manifestations secondes d'un phénomène plus essentiel : la dépendance que présentent les minéraux d'altération à l'égard du pédoclimat où ils se forment.

Différents auteurs paraissent avoir pressenti ce phénomène. Mais peu l'on signalé de façon explicite. Toutefois dans une étude récente (1964) Patterson écrit notamment : "many authorities on the origin of gibbsite agree that some drying, such as may take place above the water table is required and that its formation is particularly favoured by alternating wet and dry seasons". Le même auteur note cependant que la gibbsite semble pouvoir se former aussi dans des conditions d'humidité permanente : il se réfère aux observations de Van Kersen (1956) au Surinam, où des dépôts marécageux récents, jamais drainés, subiraient une certaine bauxitisation. Ce cas paraît exceptionnel ou peut-être en relation avec d'autres facteurs propres au milieu marécageux. Du

reste Segalen (1965-b) exprime lui aussi l'avis qu'un milieu humide en permance est favorable au maintien de la kaolinite et que par contre l'alternance d'humectation et de dessication peut entraîner l'individualisation de l'alumine libre. Ce fait est logique. L'eau des nappes est habituellement sursaturée en silice par rapport à la kaolinite ; dans des terrains constamment engorgés, l'alumine libérée par l'altération trouve en principe assez de silice pour s'organiser en kaolinite ; dans les terrains drainés au contraire, elle doit parfois s'organiser seule (Millot, 1964).

IV – DEROULEMENT HISTORIQUE DE LA LATERITISATION

Grâce aux indications fournies par la minéralogie, on peut tenter de reconstituer les phases successives de la différenciation latéritique ; le géologue est avant tout un historien, son objectif principal est de connaître l'enchaînement chronologique des faits qui se produisent à la surface de la terre. C'est la meilleure façon d'éclairer des réalités complexes dont l'apparence parfois contradictoire peut provenir de l'imbrication de phénomènes étalés dans le temps.

Le terme latéritisation est employé ici dans un sens large, comme le fait Millot (1964). Le terme latérite, utilisé par la suite, peut posséder différentes acceptions selon les auteurs que l'on cite : il désigne soit l'ensemble des produits de l'altération latéritique ("laterite primaire" de Harrison, lithomarges, horizons superficiels du sol et cuirasses latéritiques), soit les seuls niveaux enrichis en alumine et en oxyde de fer libres ("vraies latérites" de Lacroix). Des indications complémentaires sont ajoutées dans chaque cas pour lever l'ambiguïté. Bauxite désigne toujours par contre une formation, partiellement ou totalement désilicifiée, enrichie en alumine libre.

La reconstitution des épisodes principaux de la latéritisation sera faite à partir des données acquises sur la répartition des minéraux d'altération le long des profils et sur le rôle apparemment décisif du pédo-climat dans la différenciation. La succession minéralogique la plus complète observée sur le terrain est, rappelons-le :

- gibbsite au contact du substratum,
- kaolinite dans les couches intermédiaires,
- gibbsite au sommet des profils,

(la boehmite et le diaspore, minéraux banals des bauxites fossiles, sont rarement présents dans les altérations actuelles). Cette succession correspond-elle ou non à une séquence génétique, c'est-à-dire à l'ordre de formation des minéraux dans le temps ?

A - QUESTIONS PREALABLES

Pour répondre à la question précédente, deux points doivent être au préalable éclaircis.

Le premier : on ne peut parler de séquence d'altération sans préciser quel est l'état initial. D'après ce que l'on a vu, l'évolution suivie doit dépendre essentiellement des conditions dans lesquelles l'altération démarre.

- S'agit-il au départ de surfaces rocheuses nues, directement exposées à l'atmosphère, ou encore de roches saines presque affleurantes, mal protégées par un sol peu épais ? Le premier terme d'altération formé, sous climat chaud et humide, semble alors presque toujours être la "latérite primaire" à gibbsite (1).
- S'agit-il au contraire d'un socle enfoui sous plusieurs mètres au moins de formation de surface (éluvions, alluvions, colluvions) ? D'après des données récentes (Lelong, 1966), on doit alors s'attendre à observer la présence d'une nappe phréatique dès que la pluviosité annuelle atteint 500 à 1 000 mm en pays de savane et 1 200 à 1 600 mm en pays de forêt. Dans ce cas, les premiers produits d'altération qui se forment au niveau de la nappe ont toute chance d'être exclusivement kaoliniques. C'est également ce qui doit se produire sur les surfaces rocheuses nues mais perpétuellement immergées, comme il en existe dans certains bas-fonds.
- Le pronostic est plus difficile dans le cas intermédiaire, lorsqu'il s'agit de formations souterraines périodiquement envahies par la nappe ou encore maintenues humides par la rétention ou l'ascension capillaire. L'état physique du matériau doit alors jouer un grand rôle : les roches peu décomposées mais déjà fissurées et désagrégés peuvent subir, semble-t-il, une désilicification plus totale que les formations compactes et *a fortiori* que les argiles massives, à cause de leur meilleur drainage interne et de leur pédo-climat normalement plus sec. L'hydrate d'alumine peut alors

---

(1) Cependant dans des profils peu profonds et apparemment bien drainés, sur basaltes récents de l'Adamaoua (Cameroun), Sieffermann et Millot (1968) observent que le premier minéral d'altération qui se forme est l'halloysite.

naître d'emblée. Remarquons que cette évolution concerne non seulement les pointements de socle faisant saillie au-dessus du niveau d'étiage de la nappe, mais aussi (éventuellement) des zones plus profondes qui peuvent temporairement se ressuyer en dépit de leur situation sous la nappe (cf. fig. 23, chap. III).

Le second point préalable est le suivant : qu'entend-on par séquence génétique ? De deux choses l'une : ou bien on considère l'évolution ponctuellement, pour une zone bien localisée spatialement, à l'intérieur d'un profil donné. Ou bien on considère l'évolution globalement, pour le profil pris dans son ensemble, d'un bout à l'autre de son développement. La notion de séquence génétique ne recouvre pas la même réalité dans les deux représentations.

- Dans la première représentation, la séquence génétique ne s'identifie pas à la succession complète observable sur le terrain (gibbsite, kaolinite, gibbsite). Soit en effet un fragment de roche au front d'altération à la base d'un profil déjà différencié, avec sa lithomarge perpétuellement engorgée. Rien ne permet actuellement d'affirmer quelle est l'évolution normale de ce fragment. Les échantillons de roches altérées des profils guyanais ne donnent aucune certitude à ce sujet (cf. p. 28). On vient de voir qu'une étape initiale à gibbsite est théoriquement possible sous la lithomarge ; mais comme les conditions hydrodynamiques varient rapidement d'un point à l'autre en fonction de la topographie du socle imperméable, l'évolution peut tout aussi bien se faire en faveur de la kaolinite. Prévoir la répartition des zones favorables à la gibbsite et des zones favorables à la kaolinite est extrêmement complexe, pour peu que la topographie du socle soit accidentée et que le niveau d'écoulement de base ne reste pas parfaitement constant. Il est impossible de détailler le problème ici. Quoiqu'il en soit, l'évolution du fragment rocheux considéré peut se faire à un instant donné soit dans un sens, soit dans l'autre, selon la position du fragment ; et il n'y a que deux options possibles. Mais l'alternative peut se répéter indéfiniment au cours de phases ultérieures, chaque fois que les conditions changent. Il n'y a donc pas de séquence génétique type, du moins pas de séquence simple.
- Dans la seconde représentation par contre, on peut dégager une séquence génétique normale et cette séquence semble bien correspondre à la succession complète inscrite sur le terrain. En effet quand on considère l'évolution latéritique dans son ensemble, les étapes successives de la différenciation doivent s'enchaîner de la façon suivante. Partant d'un substratum rocheux nu, d'abord recouvert d'une simple croûte gibbsitique, puis enfoui sous un sol de plus en plus profond au fur et à mesure que la grande végétation s'installe, on arrive au moment où les couches meubles du sous-sol se trouvent dans un état d'engorgement plus ou moins permanent ; ceci se produit particulièrement sur les roches acides à décomposition lente mais profonde. Dès lors, le départ de silice devenant au front d'altération moins brutal, la kaolinite peut prendre naissance et la "latérite primaire" elle-même se resilicifier par la base. Ainsi peu à peu s'édifie un profil en majeure partie constitué de formations argileuses qui sont parfaitement stables dans la légère acidité et l'humidité permanente du sous-sol. Mais dans les horizons superficiels, en contact plus direct avec l'atmosphère et soumises à un climat plus contrasté, elles cessent parfois de l'être ; une nouvelle génération d'hydrates d'alumine peut alors se former à leurs dépens. Il est possible que cette bauxitisation secondaire soit favorisée par la disparition de la grande végétation ; mais cela n'est pas prouvé.

Dans la discussion suivante, l'évolution produite par l'altération est envisagée dans son sens le plus général, conformément à la seconde représentation ; il s'agit en somme de suivre la différenciation latéritique complète, d'un bout à l'autre de son développement.

B - LES GRANDES ETAPES DE LA LATERITISATION

La figure 13 illustre les principales étapes de la différenciation d'un profil, telles qu'on peut les prévoir. L'étape de naissance correspond à la formation de la croûte gibbsitique initiale sur le substratum affleurant ("latérite primaire"). Les étapes de jeunesse et de maturité correspondent à l'approfondissement du profil, au cours duquel la kaolinisation intervient. L'étape de sénilité enfin correspond à la destruction des argiles kaoliniques en surface et à la formation à leurs dépens d'une nouvelle génération de gibbsite.

Selon cette reconstitution, les trois termes, gibbsitique, kaolinique, puis à nouveau gibbsitique, parfois superposés dans les coupes, correspondent effectivement à trois étapes chronologiquement successives. Mais ces étapes se recouvrent en partie : quand la kaolinite se développe, la gibbsite primaire régresse ; cependant la gibbsite secondaire peut faire son apparition pendant que la kaolinite continue à se former plus en profondeur. Toute la complexité du problème de la latéritisation tient en cette superposition des phénomènes.

Pour hypothétiques qu'elles soient, ces vues permettent de faire concorder les interprétations apparemment divergentes des auteurs.

1° - Considérons d'abord le problème des différenciations initiales de l'altération. Allen (1952) qui affirme que la bauxitisation des roches feldspathiques commence par la formation d'argiles (désilicification partielle), Harrison (1933) et Lacroix (1934) qui soutiennent que sur certaines roches mères la désilicification est d'embée totale, différents auteurs qui concluent en faveur de l'existence de "latérite primaire" à gibbsite quel que soit le substratum, Wolfenden (1961) qui pense que la gibbsite peut se former dès le début de l'altération mais qui constate l'existence presque constante d'une couche d'argiles (lithomarge) entre le substratum et les bauxites (ou les latérites), Sabot (1954) dont les conceptions sont semblables, tous ces auteurs ont raison ; leur désaccord vient de ce qu'ils ne raisonnent pas sur la même représentation ou qu'ils ne font pas référence au même point de départ.

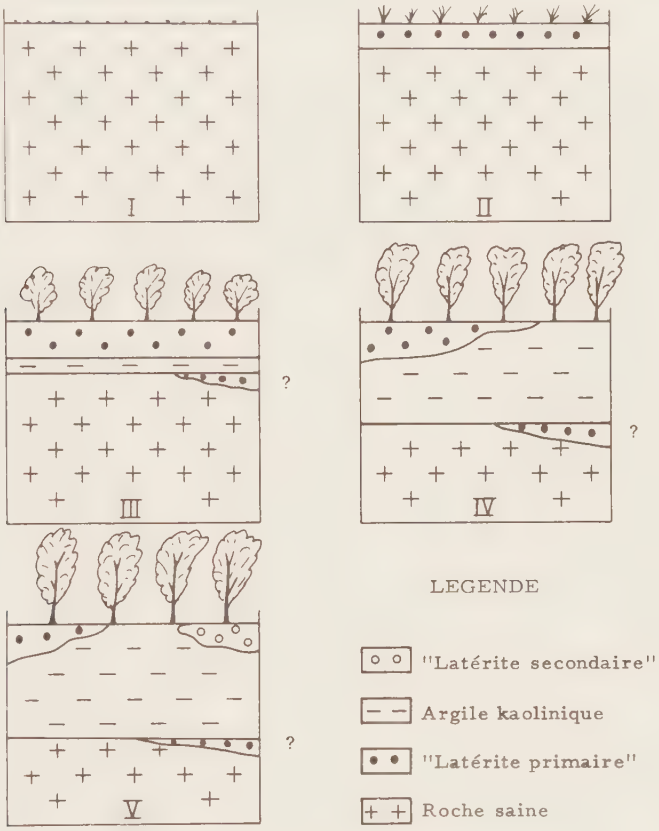


FIGURE 13 - Etapes-types du développement de l'altération latéritique (sur relief normalement drainé). - I. Etat initial : substratum nu ou sol squelettique, pas de végétation. - II. Etape de naissance : formation de la "latérite primaire" (croûte gibbsitique et ferrugineuse), petite végétation. - III. Etape de jeunesse : épaississement de la latérite primaire et début de la kaolinisation, grande forêt. - IV. Etape de maturité : épanouissement de la kaolinisation, grande forêt. - V. Etape de sénilité : destruction des argiles kaoliniques et formation de gibbsite secondaire en surface ("latérite secondaire"), grande forêt ou végétation dégradée.

Il vaut mieux dire, conformément aux schémas de la figure 13 : la différenciation d'une roche soumise à l'altération n'est pas fixée une fois pour toutes, son produit initial est tantôt la gibbsite, tantôt la kaolinite, tout dépend du moment considéré dans l'histoire du profil. A l'étape de naissance, c'est normalement la gibbsite qui est première formée ; aux étapes de jeunesse et de

maturité, ce doit être souvent la kaolinite, mais cette kaolinite est évidemment postérieure à la gibbsite de l'étape de naissance. Autrement dit, les argiles kaoliniques de la lithomarge se forment normalement sous une couverture de latérite à gibbsite (en admettant que l'histoire du profil parte d'un substratum nu ou presque nu).

Ce schéma permet d'expliquer de nombreuses successions verticales de bauxite (ou latérite) sur lithomarge, observées dans la nature : citons par exemple, les profils sur schistes métamorphiques de Kaw en Guyane Française (Choubert 1957), les profils sur dolérites de Guinée décrits par Lajoinie et Bonifas (1961), certains profils sur leptynites de Madagascar étudiés par Hottin et Moine (1963). Dans tous ces cas en effet, les bauxites superficielles ont une texture héritée de la roche mère ; elles représentent très vraisemblablement les témoins de la croûte de "latérite primaire", progressivement isolée de sa roche mère par la lithomarge. Le même schéma doit s'appliquer à la plupart des profils sur roche acide ou sur roche intermédiaire où la présence d'une lithomarge paraît la règle ; le fait qu'on ne trouve pas toujours au sommet de témoin de la latérite primaire peut résulter de l'érosion de la latérite primaire ou encore de sa digestion par la lithomarge.

Une telle conception paraît proche de celle exprimée par Gordon, Tracey et Ellis (1958) dans leur étude sur les bauxites de l'Arkansas. Keller rappelait récemment (1965) leurs conclusions : "bauxitisation of nepheline syenite resulted in the formation of granitic-textured bauxite that contains microcrystalline gibbsite as the main product" ; et plus loin : "kaolin was produced chiefly by weathering of the nepheline syenite beneath (c'est nous qui soulignons) the bauxite, following a rise in the water table...". Ainsi pour ces auteurs, la syénite peut s'altérer ou bien en gibbsite, ou bien en kaolinite, selon sa situation par rapport à l'environnement. Mais l'argile est normalement seconde, soit qu'elle provienne directement de l'altération de la roche mère à partir d'une certaine profondeur d'enfouissement, soit qu'elle résulte de la resilicification de la bauxite, possibilité que de nombreux auteurs ont indiquée.

Sur roche mère basique, le problème peut être différent : la lithomarge est en général beaucoup moins développée ; sa présence semble même faire souvent défaut. Ainsi dans le "pain d'épice" de la minière de Conakry sur péridotite (Bonifas, 1959 ; Percival, 1965), comme dans les saprolites d'Hawaï sur basalte (Patterson, 1964), la différenciation initiale en gibbsite paraît être assez permanente d'un bout à l'autre de l'histoire des profils, ou du moins il ne se forme pas de niveau argileux important entre la latérite primaire et le substratum.

2° - Mais la différenciation latéritique ne s'arrête pas là : après les étapes de naissance, puis de jeunesse et maturité correspondant respectivement à la latérite primaire et à la lithomarge, c'est l'étape de sénilité : tout en se développant par la base, la lithomarge progressivement dégagée par l'érosion subit à son tour une altération intense au voisinage de la surface ; une nouvelle génération de gibbsite peut naître des argiles kaoliniques. Cette étape est en principe facile à caractériser ; elle est postérieure à la phase de kaolinisation, puisque la gibbsite se forme aux dépens de l'argile. En fait il est souvent très difficile d'établir si les produits gibbsitiques observés en sommet de profils correspondent à la première ou à la seconde génération : quand ces produits n'ont plus aucune ressemblance avec la roche mère, quand toute trace de la texture originelle a disparu, on ne sait pas s'ils représentent des restes informes de la croûte primaire ou les termes ultimes de l'évolution, résultant de la destruction de la lithomarge. Notons enfin que cette différenciation finale reste souvent très discrète, car les argiles kaoliniques de la lithomarge résistent beaucoup mieux à la desilicification que les minéraux silicatés primaires.

Telle paraît être l'histoire complète de la latéritisation, reconstituée à l'aide des épisodes partiels que différents observateurs ont relevés sur le terrain. Telle est aussi l'histoire qui concorde le mieux avec les faits témoins inscrits dans les profils guyanais. C'est peut-être en définitive Erhart qui en a le mieux formulé dès 1935 les chapitres principaux. Cet auteur admet que les produits latéritiques (à fer et à alumine libres) peuvent être engendrés au tout début de l'altération, sous une petite végétation, avant que les sols profonds ne soient formés. Puis l'évolution se poursuit, selon lui, par la formation de produits argileux kaoliniques très épais, sous une végétation forestière qui protège les sols de l'érosion. Enfin l'évolution atteint son terme, avec la destruction de la grande forêt, par l'individualisation d'un niveau superficiel concrétionné, enrichi en alumine et en fer. Les grandes étapes que nous avons appris à connaître se trouvaient déjà là pour l'essentiel décrites.

Il ne paraît cependant pas assuré que la latéritisation (ou bauxitisation) superficielle de la lithomarge suppose nécessairement la destruction de la forêt ; mais cela n'est qu'un détail. Ce

qui importe surtout pour comprendre la genèse des latérites, c'est de bien distinguer d'une part l'évolution en un point donné d'un profil, qui n'a le choix, à chaque phase de son développement, qu'entre deux possibilités (kaolinite ou gibbsite), et d'autre part l'évolution du profil pris dans son ensemble, d'un bout à l'autre de son développement au cours duquel trois grandes étapes doivent en principe s'enchaîner : la première génératrice de gibbsite, la seconde génératrice de kaolinite, la troisième génératrice à nouveau de gibbsite.

CONCLUSIONS

L'intérêt des résultats obtenus dans ce chapitre vient principalement de la méthode d'analyse utilisée. Cette méthode consiste à fractionner les échantillons en plusieurs tranches granulométriques et à les étudier toutes séparément, sans en négliger une seule, de façon à établir les variations minéralogiques le long des profils, à la fois selon la taille des grains et selon les niveaux d'altération. Les principales conclusions qu'on peut en tirer sont les suivantes :

1/ Le quartz existe en proportions croissantes et avec une répartition granulométrique assez constante de bas en haut des profils. Tous les autres minéraux primaires par contre (sauf parfois l'ilménite) diminuent plus ou moins vite ; ils ne sont remplacés que partiellement par des minéraux secondaires, puisque le quartz s'accumule progressivement de façon relative. Ce minéral est donc le constituant le plus stable lors de l'altération. Du reste ses grains ne présentent pas de trace de destruction importante : ils ne sont jamais carriés, tout au plus montrent-ils un léger poli d'origine chimique très probable.

2/ Les micas ou phyllites construits sur le modèle des micas sont présents en petite quantité dans les profils sur granite et sur diorite quartzique : leur répartition selon les niveaux d'altération et leur distribution granulométrique montrent qu'ils sont tout simplement des produits de fragmentation ou de dégradation des micas des roches mères. Ces micas sont de deux sortes : biotites et muscovites produits de la pétrogenèse d'une part, séricites produits de rétromorphose des silicates et principalement des feldspaths d'autre part. Il n'y a donc pas de néoformation de minéraux micacés dans les phases précoces de l'altération latéritique ; ces minéraux micacés sont antérieurs et caractérisent la zone d'altération inférieure, ou zone de cémentation, lieu d'une diagenèse régressive.

3/ La kaolinite et la gibbsite, principaux minéraux d'altération, ont une distribution granulométrique très large : la première parce qu'elle donne des individus de taille variable, allant jusqu'à plusieurs centaines de microns, la seconde parce que ses cristaux, de dimension plus uniforme (1 à 50 microns), s'assemblent fréquemment en amas grossiers et se soudent. La distribution de la kaolinite est habituellement davantage étalée vers les fractions fines, celle de la gibbsite davantage étalée vers les fractions grossières. L'une et l'autre varient du reste d'un échantillon à l'autre, soit en fonction du niveau d'altération, c'est le cas notamment pour la kaolinite, soit en fonction de la nature de la roche mère, c'est le cas notamment pour la gibbsite. Il est fréquent que plus de la moitié de ces minéraux soit répartie dans les fractions non argileuses; en conséquence on ne saurait caractériser l'altération sans étudier la totalité des échantillons.

4/ Kaolinite et gibbsite se répartissent dans les profils guyanais de plusieurs façons : kaolinite seule de bas en haut ; gibbsite à la base et kaolinite au sommet ; gibbsite à la base puis kaolinite puis à nouveau gibbsite au sommet. Ces trois cas résument à eux seuls les différents exemples de profils latéritiques signalés dans la littérature. La façon la plus simple d'expliquer cette répartition est d'admettre que la succession la plus complète possible est de bas en haut: 1/ gibbsite, 2/ kaolinite, 3/ gibbsite, et que l'un ou l'autre des termes peut manquer.

5/ Deux groupes de facteurs semblent intervenir dans le développement de ces deux minéraux : les facteurs extrinsèques définissant la situation des altérations dans l'environnement, les facteurs intrinsèques définissant les caractères des roches mères et de leurs éluvions. Facteurs extrinsèques : la gibbsite se forme de préférence dans les niveaux proches de la surface, la kaolinite dans les couches profondes. Facteurs intrinsèques : pour un profil donné, c'est dans les termes rocheux d'altération que la gibbsite est la plus abondante ; de plus c'est sur roche basique qu'elle se développe le mieux. L'influence simultanée de tous ces facteurs révèle l'influence d'une cause plus essentielle, le type du pédo-climat ; pédo-climat sec favorable à la gibbsite, pédo-climat humide favorable à la kaolinite.

6/ Connaissant la cause principale qui oriente les néoformations, il devient possible de reconstituer l'enchaînement chronologique probable des grandes phases de l'altération latéritique. La succession la plus complète de terrain (gibbsite, kaolinite, gibbsite) semble bien correspondre à une séquence génétique, en ce sens que les profils d'altération se constituent en plusieurs étapes et qu'à chaque étape correspond une génération dominante, dans l'ordre : gibbsite, kaolinite, gibbsite. Mais cela ne signifie pas que les roches soumises à l'altération suivent toujours ces trois phases : tout dépend du point de départ, c'est-à-dire des conditions dans lesquelles l'altération démarre.

Chapitre II

ÉTUDE DES VARIATIONS GÉOCHIMIQUES LE LONG DES PROFILS D'ALTÉRATION BILAN D'ALTÉRATION

INTRODUCTION

L'étude géochimique de l'altération consiste à définir les variations des éléments chimiques de bas en haut des profils. Elle répond aux questions suivantes : comment ces éléments varient-ils les uns par rapport aux autres (variations relatives) ? Comment varient-ils par rapport à un invariant réel ou supposé, c'est-à-dire par rapport à une grandeur que l'on peut considérer comme constante pendant l'évolution (variations "absolues") ? Quelles sont les quantités de matière gagnées ou perdues quand on passe d'un niveau d'altération au suivant et quand on compare ceux-ci à la roche mère (bilans d'altération) ? Quelles conclusions peut-on en tirer sur les mouvements de matière existant dans la couverture d'altération ?

Cette étude ne peut donner tous ses fruits que lorsqu'elle s'appuie sur une connaissance suffisante de la *composition minéralogique* des échantillons. Il faut en effet pouvoir distinguer d'une part les constituants résiduels (quartz, feldspaths, micas...), qui préexistent et que l'évolution de surface tend à faire disparaître, et d'autre part les constituants d'origine secondaire (kaolinite, gibbsite, goethite..., formant le "complexe d'altération"), qui apparaissent et se développent pendant l'altération. Seuls ces derniers renseignement sur la nature et sur la dynamique du phénomène, puisque les éléments chimiques qu'ils contiennent ont participé aux réactions caractéristiques de la surface, contrairement à ceux des minéraux résiduels. Ainsi par exemple, il importe de caractériser séparément la silice présente dans la kaolinite née en équilibre avec le milieu, et la silice, pratiquement immobilisée, qui est incluse dans le quartz. La teneur en quartz de chaque échantillon est par ailleurs une donnée particulièrement utile, car, grâce à sa très grande stabilité dans le milieu naturel, ce minéral peut être utilisé comme "invariant" pour établir les bilans d'altération. Pour ces raisons, le dosage des phases minérales en présence dans les échantillons est un préalable essentiel à l'analyse géochimique.

Si précieuse soit-elle pour identifier les minéraux et apprécier leur proportion approximative, une étude minéralogique comme celle du chapitre précédent ne permet pas des déterminations quantitatives précises. Il ne faut pas s'en étonner : comme le rappelait Van der Marel récemment (1966), établir la composition minéralogique exacte de mélanges argileux naturels reste un problème mal résolu en dépit des perfectionnements constants des méthodes d'analyses utilisées : diffraction des rayons X, spectres d'absorption de rayons infrarouges, analyses thermiques différentielles et thermopondérales.

Les raisons pour lesquelles ces méthodes physiques ne donnent généralement pas de résultats précis sont nombreuses ; l'obstacle le plus difficilement surmontable provient des variations cristallo-chimiques susceptibles d'exister dans chacune des phases à doser : degré de cristallinité, nature des substitutions dans les réseaux, forme, taille et surface spécifique des grains, tous ces éléments influent plus ou moins notablement sur les caractères mesurables qui sont à la base de ces méthodes. C'est seulement avec des mélanges simples, composés d'espèces ayant des propriétés cristallo-chimiques uniformes, que ces méthodes sont capables de donner d'assez bons résultats ; encore ne les obtient-on, avec les rayons X par exemple, que moyennant certaines précautions, en vue notamment de limiter les orientations préférentielles (Brindley et Kurtossy, 1961 et 1962 ; voir aussi à ce sujet ; Legrand et Nicolas, 1958 ; Nicolas et Legrand, 1959).

Lorsqu'il s'agit d'analyser des produits d'altération, objectif poursuivi ici, les résultats sont nécessairement médiocres : en effet, l'altération se manifeste autant par des variations qualitatives (taille des grains, habitus, cristallinité) que par des variations de proportion. Il n'est donc pas surprenant que les essais de déterminations minéralogiques quantitatives aux rayons X, entrepris pour cette étude, se soient avérés infructueux (cf. chap. I p. 37 et Annexe II).

C'est pour surmonter cette difficulté que fut mise au point une méthode de détermination minéralogique originale, fondée sur des mesures purement chimiques. Bien que déjà exposées ailleurs (Lelong, 1967-b), la description de cette méthode et l'étude critique de ses résultats doivent être à nouveau développées ici, car toute la suite en dépend. La méthode a deux avantages : elle donne des résultats chiffrés plus précis que les méthodes courantes de détermination minéralogique ; elle est de surcroît beaucoup plus rapide, avantage considérable car il devient ainsi possible d'étudier un échantillonnage très vaste, ce qui permet de raisonner en termes statistiques.

On a pu, grâce à cette méthode rapide, analyser une centaine d'échantillons :

- les 50 échantillons, répartis en 8 profils verticaux, déjà étudiés au chapitre I,
- les 46 échantillons répartis en 4 profils, prélevés et étudiés par A. Lévêque qui les a spécialement sélectionnés pour cette étude en raison de leur remarquable homogénéité ; et il le fit en connaissance de cause, après avoir étudié en détail les sols des "terres hautes" de Guyane (1963).

La situation et les caractères morphologiques de ces deux lots d'échantillons ont été présentés dans les généralités (cf. p. 22). On y a souligné tout le soin qu'il faut accorder au choix de l'échantillonnage : les variations dues à l'altération ne peuvent être définies sans ambiguité que lorsque l'étude porte sur des profils non remaniés et formés aux dépens de roches mères de composition parfaitement constante. Les deux échantillonnages utilisés ici répondent autant qu'il est possible à ces exigences.

Connaissant les caractères chimico-minéralogiques d'un échantillonnage aussi vaste (96 échantillons répartis en 5 ou 6 niveaux d'altération, soit 10 à 20 échantillons par niveau), il devient possible d'entreprendre une étude interprétative sérieuse destinée :

- d'une part à comparer les résultats et à dégager les tendances communes propres à chaque niveau (variations relatives et variations "absolues"),
- d'autre part à reconstituer les bilans moyens d'altération à chaque étape de l'évolution et à définir les mouvements de matière correspondante.

LA METHODE DE DETERMINATION MINERALOGIQUE

Il s'agit ici de la méthode utilisée pour reconstituer par le calcul la composition minéralogique quantitative des échantillons à partir de mesures chimiques. Connaître leur composition est, on l'a vu, un préalable essentiel à l'étude géochimique proprement dite.

I – DESCRIPTION DE LA METHODE

La méthode consiste à combiner pour chaque échantillon les résultats de l'analyse chimique totale et ceux du dosage de SiO_2 et de Al_2O_3 extraits des minéraux du "complexe d'altération".

L'élément original de la méthode réside dans la dissolution de ces minéraux, obtenue en utilisant le procédé décrit par Hashimoto et Jackson (1960) : ces auteurs ont montré que les allophanes, l'alumine et la silice libres sont facilement solubles dans la soude diluée chaude et que la kaolinite et l'halloysite le deviennent également, quand ces minéraux sont au préalable déshydroxylés par un chauffage à 500°C de plusieurs heures. Les argiles bâtis sur le modèle des micas, la montmorillonite et la chlorite, ne semblent par contre que faiblement attaquées par ce traitement et l'on pouvait prévoir que les minéraux primaires stables à la chaleur, le quartz, les feldspaths et même les micas demeureraient pratiquement intacts. C'est ce qui fut vérifié en soumettant à plusieurs essais de dissolution différentielle une série d'étalons composés soit de minéraux du granite (quartz, feldspaths, micas) diversement broyés pour analyser l'influence de la granulométrie, soit d'argiles (kaolinite, illite, montmorillonite). Les résultats obtenus sont présentés dans l'Annexe III où la manipulation du traitement de dissolution différentielle est décrite en détail.

Ces résultats montrent que la dissolution est très sélective et qu'elle convient tout à fait pour atteindre l'objectif fixé, à savoir : doser à part les éléments contenus dans la kaolinite et la gibbsite, qui sont les deux grands minéraux du complexe d'altération. En effet, la silice du quartz et des feldspaths n'est extraite que dans une proportion négligeable (moins de 1 % de la quantité initiale de silice), à condition que le broyage ne soit pas excessif ; l'alumine des plagioclases n'est dissoute dans les mêmes conditions qu'à raison de 2 %. La silice et l'alumine des micas sont un peu plus mobiles : le taux de dissolution reste cependant inférieur à 10 % pour SiO_2 et à 15 % pour Al_2O_3 quand le broyage est modéré. Les argiles à trois couches, illite et montmorillonite, sont naturellement plus sensibles, la finesse de leur grain favorisant la dissolution, mais les taux de dissolution ne dépassent pas 25 %, sauf pour Al_2O_3 de l'illite où ce taux atteint 47 %. En revanche, la kaolinite est dans sa quasi-totalité solubilisée, même lorsqu'elle se présente en particules relativement grossières ; la gibbsite l'est également dans la majorité des cas, comme le montreront les résultats exposés par la suite.

Quand le broyage est trop intense, les vitesses de dissolution deviennent beaucoup plus rapides, quel que soit le minéral considéré ; ce fait est en relation avec l'augmentation considérable du rapport surface/volume et aussi probablement avec une certaine amorphisation des particules minérales. Il faut cependant que le broyage soit suffisant pour libérer toutes les particules fines du complexe d'altération, qui peuvent être incluses dans des constituants résistants. Le broyage optimum semble être celui qui produit une poudre de grain inférieur à 2 ou 300 μ.

A - COMPOSITION DU "COMPLEXE D'ALTERATION" SOLUBLE

- Détermination des pourcentages de kaolinite et de gibbsite

Quand les phyllites micacées sont en faible proportion, comme dans tous les échantillons étudiés ici, les parts de SiO_2 et de Al_2O_3 extraits des silicates primaires par la solution sodique sont pratiquement négligeables ; par conséquent, SiO_2 et Al_2O_3 de cette solution proviennent presque exclusivement des constituants d'origine secondaire, kaolinite et gibbsite. Dès lors, les résultats du dosage de la solution d'extraction permettent de calculer les teneurs respectives de ces deux minéraux avec une bonne précision : la kaolinite au prorata du pourcentage de SiO_2 dissous, la gibbsite au prorata du pourcentage d'Al_2O_3 non utilisé par la kaolinite.

Dans le résidu des échantillons, subsistant après la dissolution différentielle, on ne trouve plus que les minéraux primaires de la roche mère : le quartz généralement dominant, de petites quantités de micas et, dans les échantillons peu altérés, des feldspaths. La pureté de ces minéraux, facile à contrôler à la loupe binoculaire, permet de vérifier l'efficacité du traitement utilisé.

B - COMPOSITION DU RESIDU INSOLUBLE

Parvenu à ce point, il faut distinguer les échantillons faiblement altérés, contenant encore des feldspaths, et les échantillons fortement altérés, qui en sont dépourvus. Ces derniers sont beaucoup plus abondamment représentés sur le terrain et c'est pour eux que la méthode proposée ici convient le mieux. Quoiqu'il en soit, le calcul est toujours fondé sur les données de l'analyse chimique totale. Tous les échantillons furent donc analysés chimiquement, le premier lot (50 échantillons) par la méthode classique, le second lot (46 échantillons) par spectrométrie selon la technique en usage au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (C.R.P.G.) adaptée aux échantillons argileux (cf, Annexe IV). Les résultats des dosages sont groupés dans l'Annexe V. L'exploitation des données relatives aux échantillons du premier lot fut grandement facilitée au départ, ces échantillons ayant fait l'objet d'une étude minéralogique détaillée (cf. chapitre I).

La reconstitution minéralogique des échantillons à feldspaths (qui contiennent habituellement plusieurs minéraux silico-alumineux résiduels : feldspaths, micas, voire amphiboles...) suppose pour être fidèle que l'on puisse soustraire des résultats de l'analyse chimique totale la part correspondant aux minéraux colorés. Ces derniers doivent donc être analysés séparément, opération relativement simple, car les minéraux colorés restent en général bien individualisés tant que les feldspaths subsistent : leur extraction par un procédé mécanique est immédiate. Les proportions relatives du quartz, des feldspaths, des minéraux colorés (et éventuellement des minerais) sont alors faciles à calculer.

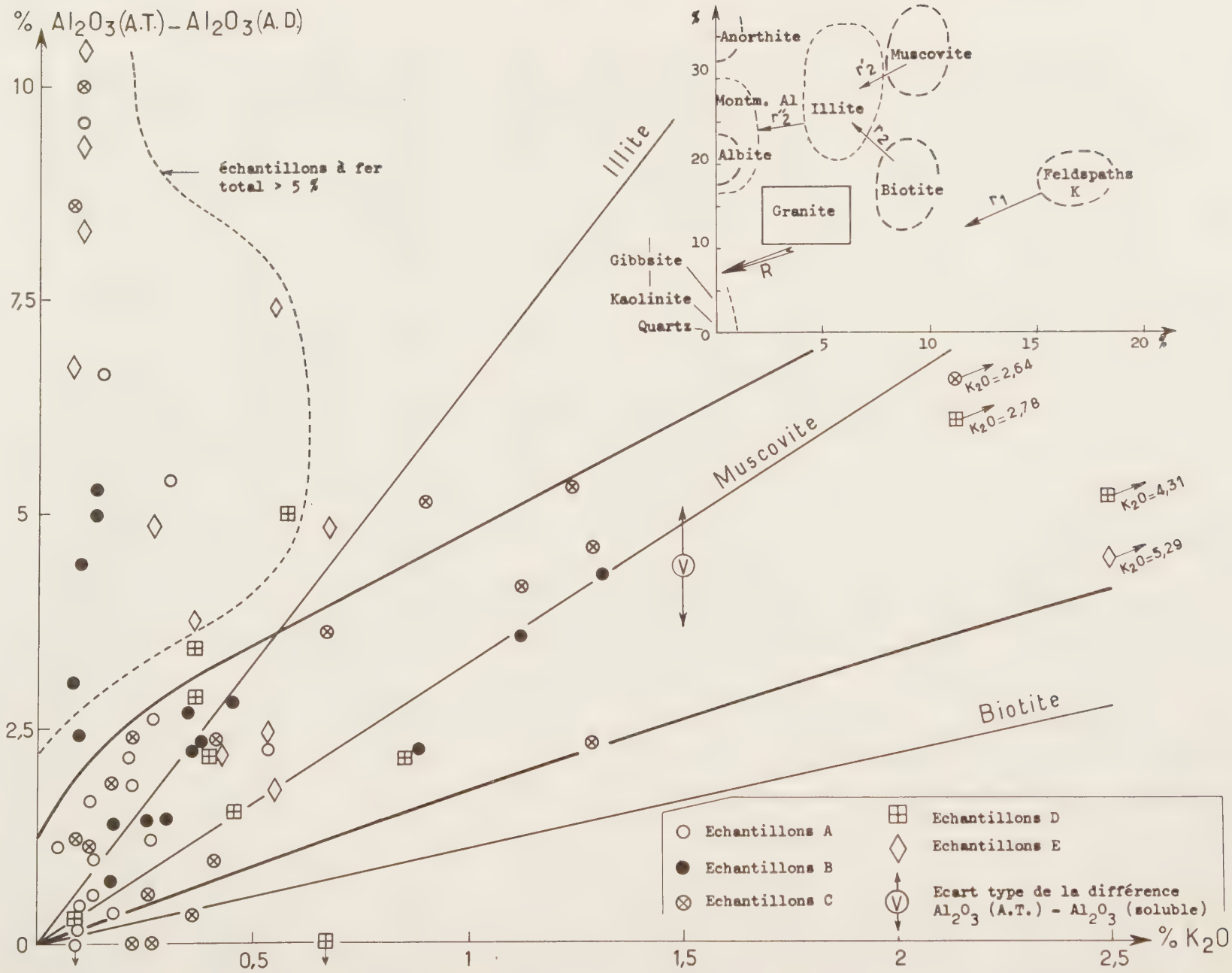


FIGURE 14 - Relation entre le % en K_2O de l'analyse totale (A.T.) et la différence % Al_2O_3 (A.T.) - % Al_2O_3 (soluble dans NaOH). La bande, dans laquelle la plupart des points figuratifs sont inclus, est limitée par les traits forts.

Les résultats sont assez précis : ainsi par exemple les teneurs calculées des minéraux colorés correspondent sensiblement aux mesures directes que l'on peut faire (par séparation mécanique) ; de même, les plagioclases reconstitués ont une composition très proche de celle révélée par l'observation microscopique. Mais il n'y a pas lieu d'insister davantage ; la manière pratique de mener de telles reconstitutions est familière aux pétrographes. Les résultats obtenus de cette façon sont présentés sans commentaire dans les tableaux IV et V (cf. p. 79-82) donnant les variations minéralogiques de l'ensemble des profils.

Les échantillons dépourvus de feldspaths se reconnaissent facilement à la simple lecture des données chimiques : leur teneur en CaO et en Na_2O est nulle ou négligeable ; leur teneur en FeO est très faible, le fer présent est presque totalement oxydé. Cela s'explique quand on sait que, dans les profils étudiés, feldspaths potassiques et plagioclases disparaissent presque simultanément et que les minéraux colorés sont détruits à peu près en même temps. Une fois que les parts respectives de kaolinite et de gibbsite sont connues, la reconstitution minéralogique de ces échantillons peut être menée à bien à partir des seuls résultats de l'analyse chimique totale. La façon de procéder étant inusuelle et pleine d'enseignements, il y a lieu de l'exposer en détail.

Les calculs de reconstitution minéralogique sont simples ; ils se réduisent à une suite d'additions, de soustractions et de règles de trois que l'on effectue de la façon indiquée dans l'Annexe VI en s'aidant du diagramme de la figure 14. Ce diagramme sert à calculer les proportions des minéraux alumineux contenus dans le résidu de dissolution différentielle. On a porté pour chaque échantillon :

- en abscisses, la valeur du pourcentage de K_2O dosé par l'analyse chimique totale (A.T.) ;
- en ordonnées, la différence entre la teneur de Al_2O_3 de l'analyse chimique totale et celle des Al_2O_3 extrait par l'attaque différentielle (A.D.), soit Al_2O_3 (A.T.) - Al_2O_3 (A.D.), différence qui représente l'alumine non solubilisée.

Pour illustrer la signification minéralogique de ce diagramme, on a représenté en médaillon (à une échelle réduite) la position des principales espèces silicatées susceptibles d'exister et celles des mélanges comme les granites sains : de tels mélanges sont situés au barycentre des points figuratifs des compositions des espèces en présence, affectés de coefficients de teneur (de la Roche, 1964) ; le pôle zéro correspondant au quartz rapproche ce barycentre de l'origine. On comprend alors que l'altération d'un granite doit se traduire par un déplacement des points sur le diagramme selon le vecteur R, résultant de la somme des vecteurs r1, r2..., qui sont relatifs à l'évolution de chaque phase silicatée prise isolément. Ce vecteur R doit être légèrement oblique par rapport aux droites joignant chaque phase à l'origine, puisqu'il est sollicité par l'évolution des phyllites 2 : 1 qui se fait à Al_2O_3/K_2O_3 croissant, d'après les séquences d'altération connues (Jackson, 1958 ; Millot, 1964).

Les points figuratifs de l'échantillonnage étudié ici, bien qu'assez dispersés, sont presque tous inclus dans une bande allongée obliquement, si l'on ne tient pas compte de ceux groupés le long de l'axe des ordonnées (entourés par une limite en tirets). Il existe donc une relation entre les deux paramètres du diagramme : cette relation indique la présence d'une phase alumineuse et potassique, résistante à la dissolution à la soude ; il ne peut s'agir, dans les échantillons dépourvus de feldspaths, que de phyllites micacées. Du reste, le rapport Al_2O_3/K_2O varie à peu près dans les mêmes limites que celui des micas et des argiles micacées : les droites correspondant à la composition théorique de la biotite, $Al_2O_3/K_2O = 1/1$ (en valeur moléculaire), à celle de la muscovite, $Al_2O_3/K_2O = 3/1$, et à celle de l'illite, $Al_2O_3/K_2O = 6/1$, ont été représentées sur le diagramme pour illustrer ce point.

On remarque en outre que la bande de points figuratifs est disposée de façon un peu oblique par rapport à ces droites, conformément au pronostic illustré sur le médaillon de la figure 14 : les échantillons les plus pauvres en K_2O ont un rapport Al_2O_3/K_2O généralement plus fort que les autres et ils proviennent souvent de la partie supérieure des profils. Ceci est en parfait accord avec le résultat acquis au chapitre I (cf. p. 48) : les phyllites micacées subissent une dégradation progressive au cours de l'altération, évolution caractérisée, on le sait, par un appauvrissement en K_2O et par un enrichissement relatif en Al_2O_3.

- Détermination des phyllites micacées

Le diagramme de la figure 14 permet d'une part de préciser la nature des phyllites présentes dans chaque échantillon, en fonction de la position du point figuratif, et d'autre part de calculer leur quantité approximative, au prorata du pourcentage de K_2O de l'analyse chimique,

- sur la base de K_2O = 10 % dans 100 % de phyllites pour celles dont les points figuratifs sont compris entre la droite correspondant à la muscovite et celle correspondant à la biotite, ou à proximité.

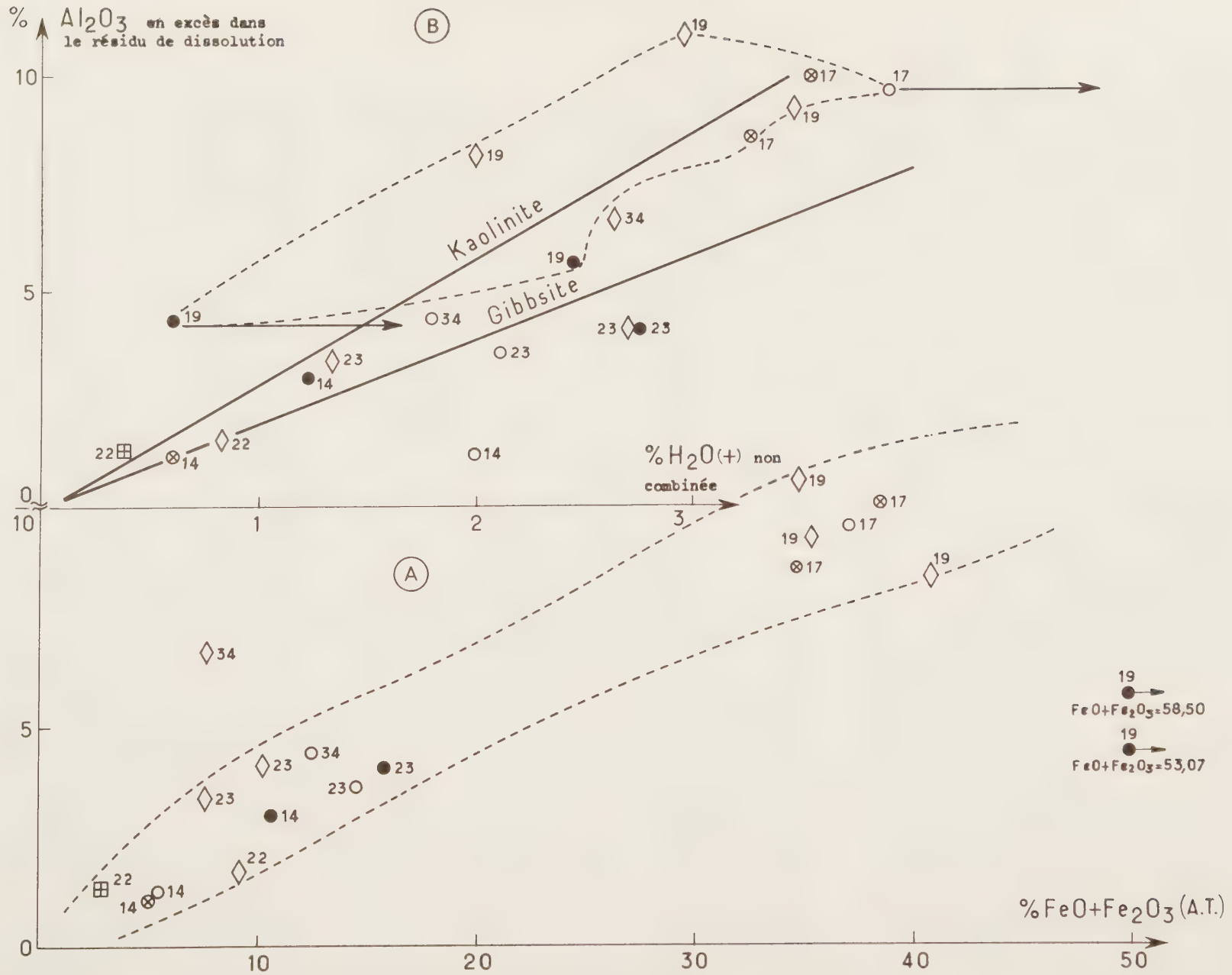


FIGURE 15 - Relations (A) entre le % ($FeO + Fe_2O_3$) de l'analyse totale et le % de Al_2O_3 en excès dans le résidu de dissolution, (B) entre le % d'H_2O de constitution non recomposée et le % d'Al_2O_3 en excès dans le résidu de dissolution.

Les symboles sont les mêmes que ceux de la figure 14. Les chiffres représentent les numéros des profils ; les vecteurs de la figure 15 B indiquent l'amplitude approximative de la translation qu'il faut faire subir aux points inscrits dans le pointillé pour obtenir le % d'H_2O de constitution réellement disponible correspondant à Al_2O_3 en excès.

- sur la base de K_2O = 5 % dans 100 % de phyllites pour celles plus ou moins dégradées, réparties le long de la droite correspondant à l'illite.

En vue de simplifier les calculs au maximum, les teneurs de SiO_2 et de Al_2O_3 liées à ces deux groupes de phyllites sont supposées égales, SiO_2 = 50 %, Al_2O_3 = 30 %, valeurs qui sont du reste très représentatives, d'après les analyses connues (Deer, Howie et Zussmann, 1963), de la composition moyenne des micas blancs des roches comme de celle des hydro-micas, des séricites et des illites des sols.

- Détermination du quartz

Elle est aisée puisque les échantillons ne contiennent dans le résidu de dissolution qu'un seul type de silicate, mêlé au quartz : les phyllites micacées. Il suffit de retrancher la quantité moyenne de silice liée à ces phyllites de la valeur SiO_2 (A.T.) - SiO_2 (A.D.), représentant la silice du résidu de dissolution. On obtient ainsi directement la teneur de quartz.

- Détermination des oxydes de fer d'origine secondaire

Ces oxydes, qui existent généralement sous forme de goethite (FeOOH), sont déterminés tout simplement au prorata du pourcentage de fer total, sachant que le poids d'eau lié à cet oxyde représente environ 10 % du poids de fer. Pour simplifier, on procède de façon identique, même lorqu'une part notable du fer se trouve encore dans les oxydes résiduels non hydratés (par exemple sur dolérite dont la titano-magnétite s'avère peu altérable) ; dans ce cas la goethite est donc caractérisée par excès, ce qui entraîne un certain déficit d'eau de constitution.

C - CAS DES ECHANTILLONS RICHES EN OXYDES DE FER

Reste à examiner le cas des échantillons dont le rapport Al_2O_3/K_2O apparaît anormalement fort (échantillons dont les points figuratifs sont inscrits dans une ligne pointillée sur la figure 14). Les analyses chimiques totales permettent de remarquer (cf. Annexe V) que ces échantillons sont en général plus riches en oxydes de fer que les autres ; il existe même une relation entre la teneur en fer total et la quantité d'alumine restant en excès dans le résidu de dissolution, après que l'on a déduit la fraction d'Al_2O_3 correspondant aux phyllites micacées (cf. colonne 1 et 2 du tableau II et fig. 15 A).

ECHANTILLONS	(1) % Al_2O_3 résiduel après reconstitution des phyllites micacées	(2) % (FeO + Fe_2O_3)	(3) % H_2O (+) non consommée	(4) % gibbsite résiduelle
14 A	1,20	5,76	2,00	1,85
14 B	3,00	10,48	1,23	4,61
14 C	1,18	5,55	0,61	1,82
22 D I	1,37	2,67	0,38	2,10
22 E I	1,62	9,08	0,83	2,49
23 AB	3,58	14,57	2,12	5,50
23 B	4,08	15,85	2,77	6,28
23 E I	4,10	10,22	2,70	6,30
23 E II	3,34	7,71	1,34	5,14
34 AC	4,38	12,42	1,79	6,74
34 E	6,72	7,77	2,64	10,30
17 AC	9,58	37,25	3,62	14,70
19 BE I	5,75	58,56	2,45	8,84
19 BE II	4,40	53,07	0,60	6,77
17 C I	8,58	34,80	3,28	13,20
17 C II	10,04	38,53	3,56	15,45
19 E I	9,32	35,49	3,48	14,30
19 E II	10,58	35,05	2,97	16,30
19 E III	8,32	40,94	2,08	12,80

TABLEAU II. - Relation entre la teneur d'Al_2O_3 du résidu de l'attaque sodique, déduction faite de l'alumine correspondant aux phyllites micacées, (colonne 1), la teneur en fer total (colonne 2) et la teneur d'eau de constitution restant disponible (colonne 3).
La colonne 4 représente le pourcentage de gibbsite correspondant à l'alumine résiduelle.

Il semble donc que les oxydes de fer libérés par l'altération exercent une action inhibitrice sur la dissolution différentielle et que cette action est d'autant plus marquée que ces oxydes sont plus abondants. On peut même préciser que c'est surtout la gibbsite qui se trouve ainsi "bloquée" : les quantités d'eau de constitution disponible, après la recomposition des différents minéraux hydroxylés présents, sont en effet proportionnées à la quantité d'alumine restant en excès selon un rapport voisin de celui du trihydrate d'alumine (cf. colonne 1 et 3 du tableau II). Ceci apparaît bien sur la figure 15 B, où les droites correspondant aux rapports Al_2O_3/H_2O de la kaolinite et de la gibbsite ont été tracées.

Les points entourés par une ligne s'écartent de la droite relative à la gibbsite, mais il correspondent à des échantillons où la quantité d'eau de constitution réellement disponible est sûrement plus élevée que la quantité déterminée par le calcul (cas des échantillons où les oxydes de fer hydratés ont été sur-évalués) ; ces points devraient être en fait déplacés d'une longueur au moins égale aux vecteurs figurés ; ils seraient alors tous voisins de la droite correspondant à la gibbsite.

Sachant que Al_2O_3 restant en excès dans le résidu de dissolution des échantillons du tableau II correspond principalement à de la gibbsite, il est facile de terminer la reconstitution minéralogique : le bouclage des calculs, après l'addition de cette gibbsite (colonne 4 du tableau II), est aussi serré que pour les autres échantillons (cf. colonne 28 des tableaux de l'annexe VI).

Il est remarquable que se manifeste ainsi dans les analyses chimiques une tendance observée lors de l'étude minéralogique des profils (cf. chapitre I, p. 55), à savoir la propension des oxydes de fer libérés par l'altération à enduire et à souder les particules de gibbsite et donc à les stabiliser. Ce phénomène doit être souligné, car il peut entraîner des conséquences importantes sur le déroulement de l'altération. On pourrait penser que le blocage de la gibbsite résulte en partie du traitement thermique préalable qui serait nuisible à la dissolution dans la soude, comme cela semble se produire avec les allophanes (Hashimoto et Jackson, 1960). Cependant, dans les échantillons pauvres en oxydes de fer, ce blocage ne se manifeste pas ; il commence à devenir notable seulement pour des teneurs de Fe_2O_3 supérieures à 5 %. Ainsi, dans la plupart des échantillons sur granite dont la teneur en fer est inférieure à cette valeur, la dissolution différentielle est complète ; elle extrait la silice et l'alumine du complexe d'altération dans leur quasi-totalité. Par contre sur diorite quartzique et sur dolérite (où les teneur en fer total sont respectivement 10 à 15 % et 30 à 40 %), la dissolution est systématiquement contrariée.

On ne peut supprimer ce blocage qu'en se débarassant au préalable des oxydes de fer ; on y parvient par exemple à l'aide de la méthode décrite par Mehra et Jackson (1960) ou par tout autre procédé, bien familier des pédologues (cf. notamment Duchaufour et Souchier, 1966). Cependant, lorsqu'on possède les résultats de l'analyse chimique totale (ce qui permet d'évaluer la quantité d'Al_2O_3 éventuellement présente dans le résidu de dissolution) et que l'on sait à quel minéral ce reste d'Al_2O_3 correspond, l'extraction préalable des oxydes de fer n'est pas indispensable ; les manipulations sont ainsi réduites au maximum. C'est grâce à cette simplification, notons le, que le blocage de l'alumine par le fer a pu être mis en évidence ici.

II – CONTROLE DE LA METHODE ; SA PRECISION

La méthode de calcul décrite précédemment prétend parvenir à des reconstitutions minéralogiques quantitatives fidèles. La meilleure façon de vérifier qu'elle y réussit est de l'appliquer sur des échantillons de composition minéralogique connue. C'est ce qui a été fait ici, en utilisant le lot des 50 échantillons ayant fait l'objet au préalable d'analyses détaillées, fraction granulométrique par fraction granulométrique, à l'aide des techniques minéralogiques usuelles (cf. chapitre I). On sait (cf. p. 37) que les résultats obtenus de la sorte sont seulement semi-quantitatifs ; ils ne donnent qu'une image simplifiée des proportions relatives : proportion forte quand la phase minérale considérée est bien représentée dans la plupart des fractions granulométriques (ou dominante dans une fraction importante), proportion très faible quand on la trouve en trace dans une (ou au plus dans deux) fraction, proportion moyenne ou faible dans les cas intermédiaires. La confrontation de ces ordres de grandeur avec les résultats chiffrés des reconstitutions minéralogiques est cependant très significative.

ECHANTILLONS		PHYLLITES MICACEES (1) Importance relative d'après les données minéralogiques	PHYLLITES MICACEES (2) % obtenus par le calcul géochimique	GIBBSITE (3) Importance relative d'après les données minéralogiques	GIBBSITE (4) % obtenus par le calcul géochimique
Profil 2	B	OO	13	-	0
	C	OOOO	26	-	0
	D	OX	8	-	1
Profil 6	AC	O	8	OO	2
	C I	O	13	OO	4
	C II	⊠O	16	O	3
Profil 14	A	-	T	OOO	15
	B	X	T	OOO	27
	EB	XX	8	OOOO	31
	C	X	T	OOO	23
	D	-	T	OO	7
	E	⊠XX	11	OOOO	29
Profil 20	B	X	4	-	0
	D	⊠O	7	-	0
Profil 22	AB	⊠	T	OO	7
	D I	⊠O	7	-	2
	D II	⊠O	7	-	1
	D III	⊠O	8	-	0
	D IV	⊠O	5	-	0
	E I	⊠O	7	O	2
	E II	⊠OX	13	OOOO	30
	F	⊠OX	5	-	1
Profil 23	AB	OXX	6	OOO	35
	B	O	3	OOO	40
	C	OOX	18	OOO	24
	E I	OOO	12	OOO	41
	E II	OX	5	OOOO	42
Profil 34	AC	-	3	OOO	48
	C I	-	2	OOO	43
	C II	O	3	OOO	48
	E	-	T	OOOO	68
Profil 17-19	AC	-	T	OOO	33
	C I	-	T	OOO	35
	C II	-	T	OOO	35
	E	-	T	OOOO	51

TABLEAU III. - Confrontation des résultats des calculs géochimiques avec les données minéralogiques semi-quantitatives.

Les espèces identifiées à l'analyse minéralogique sont représentées par un symbole : ⊠, O et X pour les phyllites micacées, selon leur nature (respectivement, phyllites indifférenciées, micas et phyllites interstratifiées), O pour la gibbsite.

Leur importance relative est figurée par la répétition du symbole : 4 fois, importance forte ; 3 fois, importance moyenne ; 2 fois, importance faible ; 1 fois, importance très faible ; 0 fois (-), importance nulle ou négligeable.

La lettre T de la colonne (2) correspond à des teneurs de phyllites négligeables (inférieures à 1 ou 2 %), K_2O étant inférieur à 0,10 %.

Cette confrontation est présentée ici à titre d'exemple pour deux minéraux : la gibbsite et les phyllites micacées. On voit sur le tableau III que les correspondances sont excellentes : les échantillons où ces espèces n'ont pas été identifiées par les techniques minéralogiques donnent tou-

jours des teneurs nulles ou minimales ($\leqslant$ 3 % pour les phyllites ; $\leqslant$ 2 % pour la gibbsite) d'après les calculs de reconstitution ; les échantillons où ces espèces ont été caractérisées en forte proportion donnent toujours les plus grosses teneurs (> 20 % pour les phyllites ; > 30, 40 ou 50 %, selon les profils, pour la gibbsite) ; enfin aux ordres de grandeurs intermédiaires des évaluations minéralogiques correspondent des teneurs calculées moyennes : les variations sont même presque toujours parallèles dans le cas de la gibbsite.

Une telle concordance établit clairement la validité de la méthode : la reconstitution de la composition minéralogique semble très fidèle. Cela était du reste prévisible, dès lors que la dissolution différentielle permet de caractériser à part les minéraux du complexe d'altération et que les phyllites micacées sont la seule espèce alumineuse subsistant dans le résidu de dissolution, mêlée au quartz : le calcul ne suppose donc l'introduction d'aucune hypothèse.

On peut du reste vérifier la correction des calculs en remarquant les faibles valeurs de l'écart entre l'eau de constitution (H_2O +) dosée et l'eau recomposée dans les minéraux hydroxylés : cet écart ne dépasse guère 1 à 2 % (cf. colonne 24 des tableaux de l'Annexe VI), sauf naturellement quand une partie de l'alumine du complexe d'altération n'est pas dissoute ; mais la quantité d'eau (H_2O +) en excès correspond alors presque exactement, on le sait, à celle qu'il faut associer à l'alumine résiduelle pour former la gibbsite (fig. 15 B).

Dans tous les cas, le bouclage des calculs est excellent et le déficit moyen par rapport à 100 % n'excède que rarement 2 à 3 %, pourcentage qui correspond à la somme des éléments négligés dans le calcul : H_2O d'humidité, CO_2, P_2O_5, Na_2O, MgO, CaO. Les seuls échantillons où le déficit est plus marqué proviennent d'horizons superficiels (terme A ou AB) : le défaut de bouclage s'explique alors parfaitement par la présence de matière organique (cf. colonne 28 des tableaux de l'Annexe VI).

La précision des pourcentages minéralogiques reconstitués de la sorte semble très satisfaisante, lorsque le quartz et les phyllites micacées sont les seuls minéraux du résidu de dissolution différentielle. Le quartz n'est pratiquement pas dissous par l'attaque sodique, on en a de nombreuses preuves : les rapports moléculaires SiO_2/Al_2O_3 de l'extrait sodique sont rigoureusement égaux à 2 ($\pm$ 0,07), valeur caractéristique de la kaolinite, dans les échantillons où, selon l'analyse minéralogique, ce minéral et le quartz existent pratiquement seuls. Les phyllites ne sont attaquées que dans une faible proportion, habituellement inférieure à 20 % (l'alumine l'est davantage que la silice) et, compte-tenu de l'importance réduite de ces phyllites dans les échantillons (généralement moins de 20 %), la quantité de SiO_2 et de Al_2O_3 dissoute ne doit guère dépasser 4 % en valeur absolue. Ce pourcentage chiffre la limite supérieure de l'erreur commise sur la détermination de la kaolinite et de la gibbsite.

L'appréciation de la teneur des phyllites micacées en fonction du pourcentage en K_2O et de la valeur du rapport Al_2O_3/K_2O est beaucoup plus approximative : l'erreur relative peut atteindre 100 %, mais, comme dans la majorité des échantillons les teneurs de ces phyllites ne dépassent pas 10 %, l'erreur absolue maximum reste inférieure à 10 %. Si l'on admet que les trois minéraux complémentaires, quartz, kaolinite, et gibbsite se partagent cette erreur, celle-ci se trouve réduite à 3 ou 4 % pour chacun d'eux, quand les pourcentages de ces minéraux sont à peu près équilibrés.

Le cumul des deux erreurs précédentes est extrêmement peu probable. Aussi on peut admettre que les pourcentages obtenus par le calcul sont tous *à 3 ou 4 unités près* sauf ceux relatif aux phyllites micacées, qui peuvent varier du simple au double.

III – CONCLUSION : CHAMP D'APPLICATION DE LA METHODE

Il semble donc que la méthode proposée permette de caractériser les principaux constituants minéralogiques des produits argileux étudiés de façon aussi fidèle que les analyses minéralogiques habituelles et avec une meilleure précision.

Seule la détermination des phyllites micacées reste approximative, mais de toute façon aucune méthode ne permet, semble-t-il, de les doser de façon satisfaisante quand on les trouve en quantité réduite dans un mélange. Ainsi 25 % d'illites mélangées à de la kaolinite peuvent rester inaperçus à l'analyse thermique différentielle, selon Mac Laughlin (1960) ; de même 15 % de micas, voire davantage, (pourcentage établi d'après la teneur en K_2O) peuvent être invisibles aux rayons X

(Bryant et Dixon, 1964). On a constaté ici que les phyllites micacées ne sont décelées de cette façon qu'au delà de 3 à 6 % (en tenant compte de la marge d'erreur). Un des intérêts du traitement de dissolution différentielle est justement, Hashimoto et Jackson (1960) le souligent, de permettre la concentration de ces espèces dans des produits où leur faible teneur les rend difficilement identifiables.

Cette méthode est de surcroît rapide. Les manipulations de dissolution différentielle, même effectuées de façon artisanale sur de petites séries, sont simples et relativement brèves : un opérateur chimiste peut traiter en moyenne 10 échantillons par semaine, dosages de SiO_2 et de Al_2O_3 compris. Les calculs sont aisés, leur vérification possible ; il est facile de mener à bien 20 à 30 reconstitutions minéralogiques par jour. Dès lors, la méthode constitue un outil très utile pour exploiter à des fins minéralogiques des analyses chimiques en grande série comme celles dont on peut disposer aujourd'hui depuis que l'on sait doser les éléments chimiques des mélanges silicatés par spectrométrie photo-électrique (Roubault, de la Roche et Govindaraju, 1960 et 1964 ; Ataman, 1963 ; Govindaraju, 1965).

Cette méthode convient particulièrement pour étudier des mélanges : quartz - kaolinite - gibbsite - phyllites micacées, qui constituent l'association la plus fréquente dans les altérations et dans les sols des régions tropicales. Elle paraît également utilisable, à quelques variantes près, pour d'autres mélanges dont la phase résiduelle, après l'attaque sodique, ne contient qu'une seule espèce silico-alumineuse (feldspaths, argiles 2 : 1, chlorite ou minéraux de métamorphisme), à condition que la formule de cette espèce soit suffisamment bien définie. La précision doit être d'autant meilleure que la phase alumineuse résiduelle est en plus faible proportion.

Le champ d'application de la méthode semble donc pouvoir s'étendre du domaine de la recherche pédologique ou sédimentologique à celui des applications industrielles, céramiques ou autres.

RESULTATS BRUTS

Les résultats bruts obtenus par la méthode précédente permettent d'aborder le problème des variations relatives, tant minéralogiques que chimiques, au cours de l'altération. Mais avant d'analyser ces variations, il faut répondre aux questions suivantes : quelle est la signification de tels résultats ? Les variations minéralogiques mises en évidence conservent-elles un sens, si la matière minérale des échantillons n'est pas totalement cristallisée ? Comment le savoir ?

I – SIGNIFICATION DES RESULTATS

Les résultats chiffrés des reconstitutions minéralogiques (cf. tableau de l'Annexe VI) donnent une définition à peu près complète de chaque échantillon ; seule la matière organique en est exclue. Celle-ci, qui se traduit par un défaut de bouclage dans les calculs, se trouve en quantité notable seulement dans les horizons de surface (termes A et AB), où elle atteint 5 à 10 %. Dans les autres niveaux, elle n'existe apparemment qu'en proportion négligeable. Ceci ne signifie pas que son rôle le soit ; du moins les échantillons correspondant peuvent être définis exclusivement par leurs constituants minéraux, sans tronquer la réalité de façon appréciable.

Cette définition correspond-elle objectivement à la réalité ? La méthode de reconstitution est certes apparue assez fidèle ; cependant les reconstitutions ont été faites comme si toute la matière minérale était cristallisée : les constituants chimiques dosés ont été répartis en quatre minéraux résiduels (quartz, feldspaths-K, plagioclases et phyllites 2 : 1) et en trois minéraux d'altération (kaolinite, gibbsite, goethite), en s'aidant des indications données par l'étude minéralogique. Or on n'a aucune preuve qu'il n'existe pas en outre une ou plusieurs phases minérales amorphes. Les déterminations minéralogiques ne peuvent être à ce sujet d'aucun secours : de telle phases sont très difficiles à caractériser et surtout à doser.

Ces phases amorphes, existent-elles ? Si oui, ont-elles une importance notable ?

- En ce qui concerne la silice et l'alumine d'abord. Si ces deux constituants se trouvaient en forte proportion à l'état amorphe, on n'observerait pas un aussi bon accord entre les résultats des calculs de reconstitution et les déterminations minéralogiques ; ou bien alors il faudrait admettre que la fraction amorphe possède exactement la même composition que la fraction minérale, hypothèse

fort peu probable. De toute façon on comprendrait mal que cet accord subsite même quand les minéraux d'altération reconstitués à partir des éléments du complexe d'altération sont en proportion très réduite, inférieure à 10 ou 15 % de l'échantillon total (cas du profil 6). C'est seulement dans les matériaux à peine altérés (termes F) que les quelques pourcents de gibbsite et de kaolinite mis en évidence par le calcul ne correspondent pas toujours à une image décelable aux rayons X. En définitive, on peut admettre que la proportion de silice et d'alumine amorphes susceptibles d'exister dans les échantillons est dans tous les cas très faible : leur somme ne doit jamais dépasser 4 à 5 % de la matière minérale considérée dans son ensemble. Cette évaluation a pu être confirmée par des mesures directes, en utilisant les méthodes d'extraction chimique dont se servent les pédologues pour caractériser la silice, l'alumine et le fer libres des sols : avec la soude à l'ébullition (Hashimoto et Jackson 1960), la silice libre extraite de deux échantillons d'arènes plastiques du profil 22 représente 1,71 et 2,16 %, l'alumine libre 1,99 et 2,34 % ; avec le "réactif combiné" de Duchaufour et Souchier (1966), utilisé sur 7 échantillons du profil 893, la silice libre oscille de 0,59 à 1,43, l'alumine libre de 0,42 à 3,86 (cf. Annexe VII). La somme de ces deux constituants, maximum dans l'horizon d'accumulation, minimum dans l'horizon D, n'excède jamais 5 % : sans être négligeable, la fraction amorphe semble représenter peu de chose dans l'ensemble.
- En ce qui concerne le fer, la conclusion doit être plus nuancée. Les oxydes de fer d'origine secondaire sont presque toujours mal cristallisés (cf. chapitre I, p. 44) : il est probable que les chiffres obtenus par le calcul ne correspondent pas uniquement à la goethite, seul oxyde cristallisé d'altération mis en évidence. Il vaut donc mieux désigner ces oxydes de façon vague, par exemple au moyen de la formule FeO (OH), rappelant qu'il s'agit surtout d'oxydes hydratés. Du reste les dosages avec le "réactif combiné" de Duchaufour et Souchier montrent l'importance de la proportion du fer libre, peu ou pas cristallisé : le rapport fer libre sur fer total, qui augmente régulièrement de bas en haut du profil, atteint déjà 60 % au niveau D (où la quasi totalité du fer est sortie des minéraux primaires), et varie de 80 à 100 % dans les trois horizons de surface. Selon ce critère, la grande majorité des oxydes de fer d'origine secondaire resterait finement divisée et mal cristallisée.

Ces remarques préalables ne prétendent nullement trancher deux problèmes très complexes qui dépassent largement l'objet de cette étude : celui des frontières existant entre l'état cristallin et l'état amorphe et celui de l'importance relative à accorder à ces deux états pour comprendre les phénomènes d'altération. Les frontières entre le cristallin et l'amorphe sont de toute façon très floues ; elles sont en outre très mobiles. Le fait que, dans les échantillons considérés, la matière minérale sauf peut-être le fer semble presque totalement organisée en cristaux ne doit pas conduire à minimiser l'importance de la fraction minérale qui ne l'est pas, car cette fraction désorganisée représente souvent la part la plus mobile, donc la plus active et la plus significative, des matériaux en cours d'évolution. Cet aspect n'est pas discuté ici. Il importait seulement de montrer que la représentation de chaque échantillon par une composition minéralogique relativement simple reproduit toujours, à peu de chose près, toute la réalité physique observable ; là se trouve l'intérêt des reconstitutions minéralogiques opérées.

II – VARIATIONS RELATIVES LE LONG DES PROFILS

A - VARIATION DES CONSTITUANTS MINERALOGIQUES

Les résultats des calculs de reconstitution peuvent être maintenant analysés en connaissance de cause. Dans ce but, tous les résultats ont été exprimés en pourcentages pondéraux dans les tableaux IV et V et représentés sous forme graphique sur les figures 16 et 17, de façon à rendre les variations plus évidentes. En ce qui concerne les échantillons fortement altérés (sans feldspaths), les résulats sont tirés de l'Annexe VI ; les chiffres ont seulement été réajustés pour corriger les faibles défauts de bouclage (cf. p. 76). En ce qui concerne les autres échantillons (termes G et F, marqués d'un astérisque), les reconstitutions ont été faites selon les indications données

---

TABLEAU IV. - Composition minéralogique calculée (en %) le long des profils 2, 6, 14, 17-19, 20, 22, 23 et 34. Tous les résultats, sauf ceux relatifs aux échantillons marqués d'un astérisque, sont tirés de l'Annexe VI. Dans la colonne 3, la composition des plagioclases (en % d'anorthite) est indiquée entre crochets. Dans la colonne 4 les chiffres entre parenthèses correspondent aux micas noirs, les autres aux micas blancs, séricites et phyllites interstratifiées diverses ; pour les profils 20, 23 et 34, les amphiboles présentes sont comptées avec les micas noirs. Pour le profil 17-19, les chiffres entre parenthèses de la colonne 4 correspondent à des pyroxènes ; ceux de la colonne 7 correspondent à des oxydes primaires ; le second chiffre de cette colonne donne TiO_2 quand TiO_2 est compté à part.

page 69, au moyen de calculs pétrochimiques usuels dont le détail n'est pas développé ; les parts respectives des felspaths potassiques et des micas blancs sont parfois difficiles à établir, mais l'incertitude qui en résulte sur les teneurs de quartz est faible.

ECHANTILLONS		(1) QUARTZ	(2) FELDSPATHS K	(3) PLAGIOCLASES	(4) PHYLLITES 2 : 1	(5) KAOLINITE	(6) GIBBSITE	(7) $FeO(OH) + TiO_2$
Profil 2 sur granite "caraïbe"	B	13			13	54		20
	C	24			26	47		3
	D	54			8	35	1	2
	G*	39	23	34 [à 5 % An]	(4)			
Profil 6 sur granite "galibi"	AC	78			8	8	2	4
	C I	68			13	10	4	5
	C II	61			16	13	3	7
	G*	34	21	25 [à 6 % An]	20			
Profil 14 sur granito-gneiss "guyanais"	A	56				22	15	7
	B	37				25	27	11
	EB	46			8	8	31	7
	C	51				20	23	6
	D	49				38	7	6
	E	49			11	5	29	6
	F*	40		36	(15)	5	4	
	G*	37	5	44 [20 à 25 % An]	(14)			
Profil 20 sur grano-diorite "hyléenne"	B	28			4	60		8
	D	32			7	54		7
	F*	26	1	45	(25)	2	1	
	G*	25	12	42 [à 30 % An]	(21)			
Profil 22 sur granite "guyanais"	AB	66				24	7	3
	D I	43			7	45	2	3
	D II	44			7	44	1	4
	D III	45			8	46		1
	D IV	40			5	53		2
	E I	43			7	38	2	10
	E II	48			13	4	30	5
	F	42			(5)	49	1	3
	G*	33	6	48 [à 26 % An]	(13)			
Profil 23 sur diorite quartzique "hyléenne"	AB	27			6	15	35	17
	B	24			3	15	40	18
	C	26			18	17	24	15
	E I	31			12	5	41	11
	E II	36			5	8	42	9
	G*	19	1	47 [à 28 % An]	(33)			
Profil 34 sur diorite quartzique "hyléenne"	AC	25			3	9	48	15
	C I	31			2	10	43	14
	C II	33			3	4	48	12
	E	22			(34)	1	68	9
	G*	19	2	45 [à 25 % An]				
Profil 17-19 sur dolérite	AC	5				10	33	44 + 8
	BE I				3	1	25	65 + 6
	BE II	1				1	30	59 + 9
	C I	5				14	35	39 + 7
	C II	4				11	35	43 + 7
	E I	1				1	51	40 + 7
	E II					5	51	38 + 6
	E III					2	46	45 + 7
	F*	4	3	31	(38)	5		(19)
	G*	3	3	33 [à 50 % An]	(50)			(11)

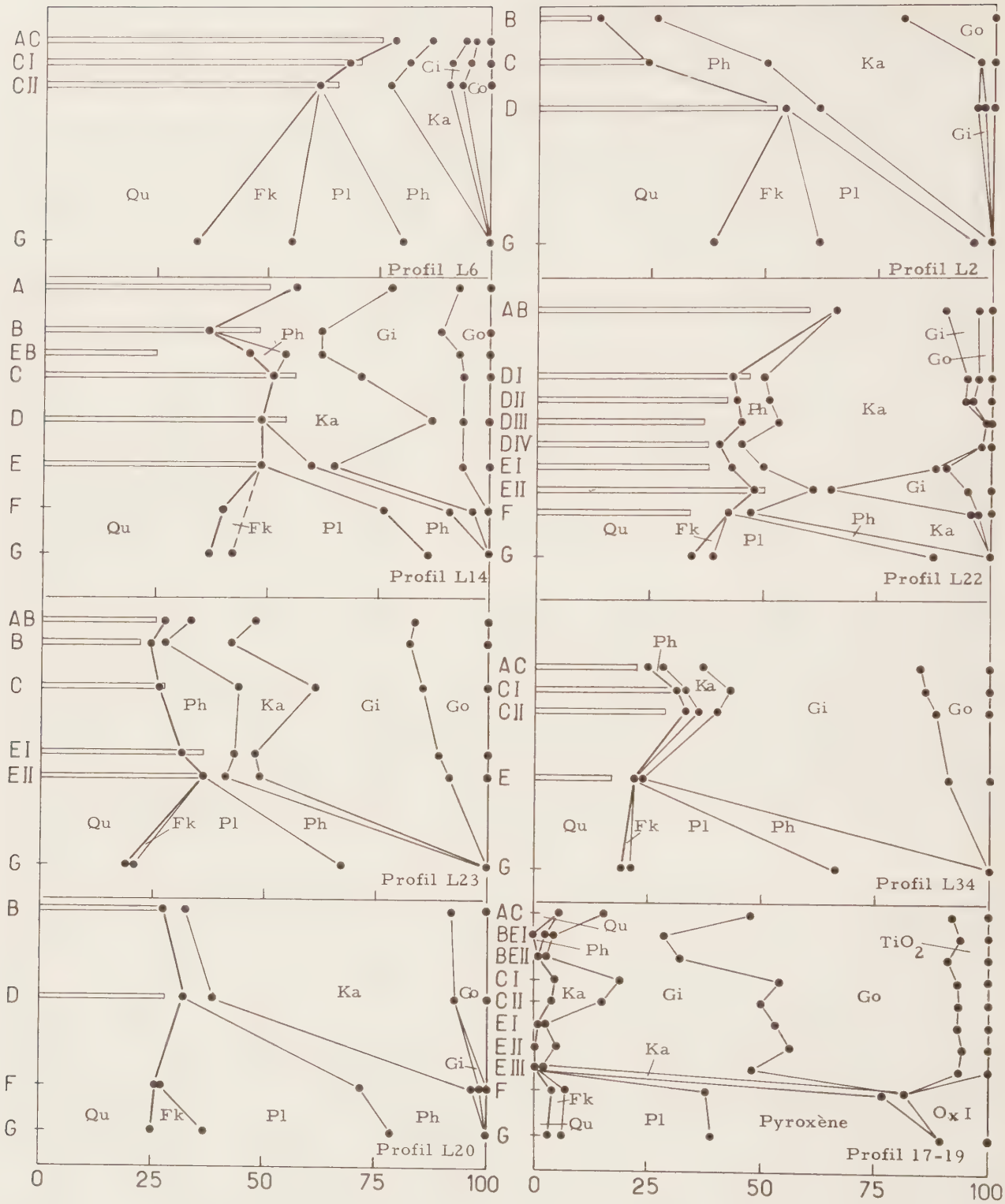


FIGURE 16 - Composition minéralogique calculée (en %) le long des profils 2, 6, 14, 17-19, 20, 22, 23 et 34 (en abscisses les %, en ordonnées les niveaux d'altération).

Les pourcentages de quartz mesurés par séparations mécaniques sont figurés par des barres horizontales. Chaque minéral est désigné par un symbole : Qu = quartz, Fk = feldspaths potassiques, Pl = plagioclases, Ph = phyllites micacées, Ka = kaolinite, Gi = gibbsite, Go = goethite, OxI = oxydes primaires.

Les variations de composition minéralogique au cours de l'altération se lisent aisément : les échantillons de chaque profil sont disposés selon la verticale dans un ordre correspondant à leur position relative sur le terrain. Le tracé illustrant les variations du quartz a été renforcé pour souligner l'importance souvent dominante de ce minéral résiduel dans les profils ; sur la figure 16,

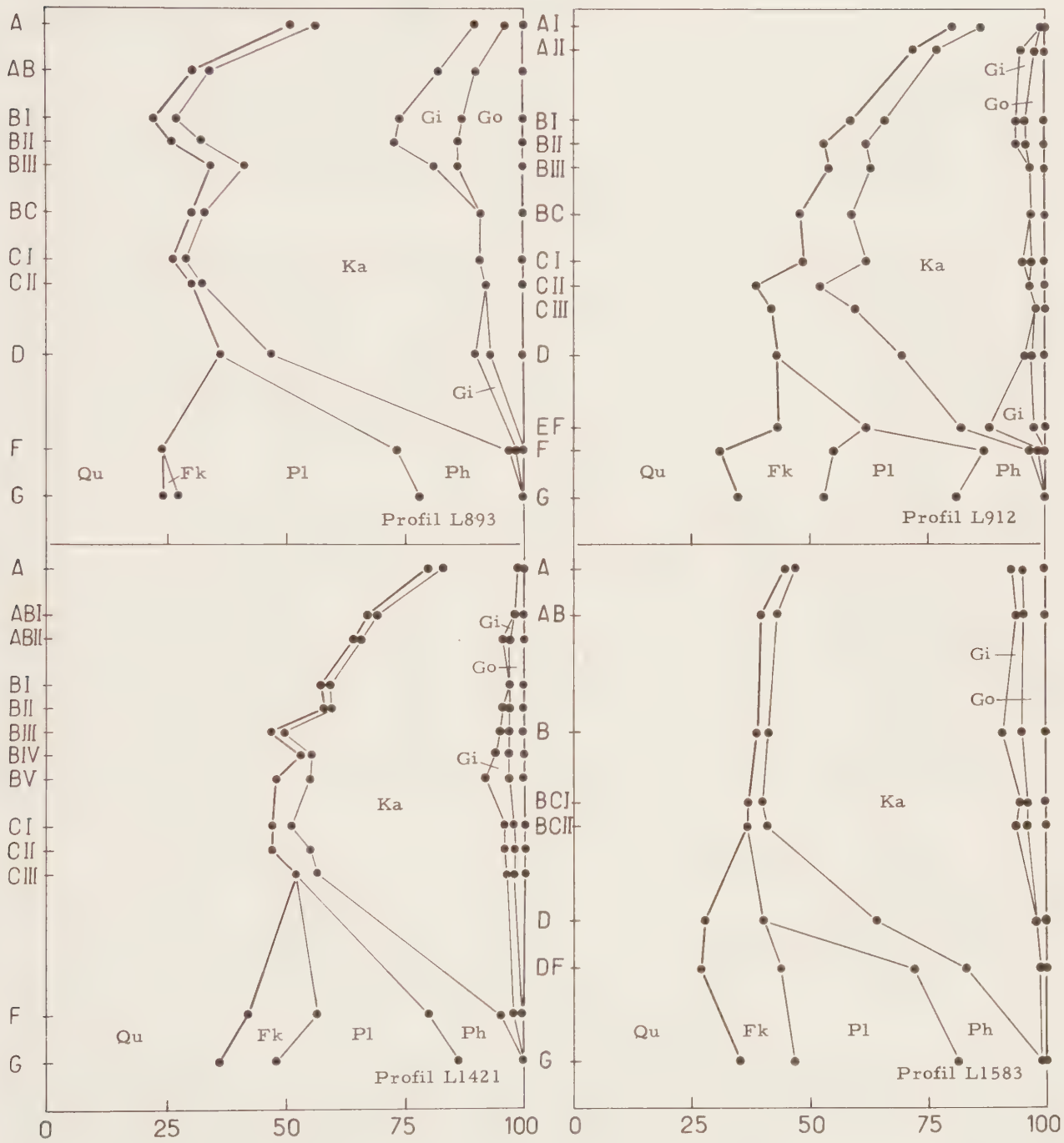


FIGURE 17 - Composition minéralogique calculée (en %) le long des profils 893, 912, 1 421 et 1 583 (en abscisses les %, en ordonnées les niveaux d'altération).
Chaque minéral est désigné par un symbole : Qu = quartz, Fk = feldspaths potassiques, Pl = plagioclases, Ph = phyllites micacées, Ka = kaolinite, Gi = gibbsite, Go = goethite.

ECHANTILLONS		(1) QUARTZ	(2) FELDSPATHS K	(3) PLAGIOCLASES	(4) PHYLLITES 2 : 1	(5) KAOLINITE	(6) GIBBSITE	(7) FeO(OH) + TiO_2
Profil L 893 sur grano-diorite "hyléenne"	A	51			5	34	4	6
	AB	30			4	48	8	10
	B I	22			5	47	13	13
	B II	26			6	41	13	14
	B III	34			7	40	5	14
	BC	30			3	58		9
	C I	26			3	62		9
	C II	30			2	60		8
	D	36			11	43	3	7
	F*	24		49	(24)	2	1	
	G*	24	3	51	(22)			
				[32 % An]				
Profil L 912 sur granite "galibi"	A I	80			6	13		1
	A II	72			5	18	3	2
	B I	59			7	28	2	4
	B II	53			9	32	2	4
	B III	54			9	34		3
	BC	48			11	38		3
	C I	49			13	34	1	3
	C II	39			13	45		3
	C III	42			18	38		2
	D	43			27	26	1	3
	EF*	43	19		20	6	10	2
	F*	31	24	32	(2) + 8	2	1	
	G I*	33 } 35	20 } 18	32 } 28	(3) + 12 } 19			
	G II*	37	16	23	(2) + 22			
				[4 à 7 % An]				
Profil L 1 421 sur granite "guyanais"	A	80			3	16		1
	AB I	67			2	29		2
	AB II	64			1	31	1	3
	B I	57			2	38		3
	B II	58			1	37	1	3
	B III	47			2	46	2	3
	B IV	53			2	39	3	3
	B V	48			7	37	5	3
	C I	47			4	45	2	2
	C II	47			8	41	2	2
	C III	52			4	41	1	2
	F*	42	14	24	(2) + 13	3	2	
	G*	36	12	38	(2) + 12			
				[13 à 15 % An]				
Profil L 1 583 sur granite "caraïbe"	A	45			2	46	2	5
	AB	40			3	51	1	5
	B	39			2	50	4	5
	BC I	37			3	55	1	4
	BC II	37			4	53	2	4
	D*	28	12		23	35		2
	DF*	27	17	28	11	16		(1)
	G*	35	12	34	(2) + 16			(1)
				[5 à 13 % An]				

TABLEAU V. - Composition minéralogique calculée (en %) le long des profils 893, 912, 1 421 et 1 583.

Tous les résultats, sauf ceux relatifs aux échantillons marqués d'un astérisque, sont tirés de l'Annexe VI. Dans la colonne 3 la composition des plagioclases (en % d'anorthite) est indiquée entre crochets. Dans la colonne 4 les chiffres entre parenthèses correspondent aux micas noirs, les autres aux micas blancs, séricites et phyllites interstratifiées diverses ; pour le profil 893, les amphiboles présentes sont comptées avec les micas noirs. Dans la colonne 7, les chiffres entre parenthèses correspondent à des oxydes primaires.

on a porté en outre les pourcentages de quartz déterminés d'une façon indépendante, au moyen de séparations mécaniques (séparations portant sur les fractions > 38μ qui contiennent à elles seules presque tout le quartz présent : cf. chapitre I, p. 37) : l'accord entre les deux déterminations est généralement satisfaisant, ce qui est une preuve supplémentaire de la validité de la méthode de reconstitution utilisée.

L'étude des variations minéralogiques relatives visibles sur les figures montre qu'il existe des tendances communes aux différents profils.

1° - D'une façon très générale, les teneurs de quartz des produits d'altération sont nettement supérieures à celles des roches mères ; ce fait traduit l'enrichissement relatif de ce minéral au cours de l'évolution. Comme on sait par ailleurs qu'il n'existe pas dans ces profils de génération appréciable de quartz lors de l'altération (cf. chapitre I, p. 35), on peut en conclure d'une part que le quartz est le plus stable des constituants présents et d'autre part que la somme des pertes dépasse toujours la somme des gains, même dans les niveaux où ceux-ci interviennent de façon manifeste, dans les horizons B d'accumulation par exemple.

2° - Les variations selon les niveaux sont souvent comparables d'un profil à l'autre. Ainsi, les teneurs de *quartz* augmentent fortement des roches saines aux roches altérées (termes F et E), puis elles restent élevées au niveau des arènes plastiques (terme D) ; ensuite, dans les horizons superficiels, ou bien elles continuent à s'élever pour atteindre une valeur maximum en A (jusqu'à 70, voire même 80 %), ou bien elles diminuent en C et surtout en B avant d'augmenter à nouveau en A. Les *phyllites micacées* apparaissent en proportion décroissante de bas en haut des profils, conformément aux indications de l'étude minéralogique ; cette variation est en accord avec leur origine résiduelle. Les *minéraux du complexe d'altération* augmentent très vite dans les trois termes de base (F, E et D) ; puis ils varient de façon opposée au quartz dans la partie supérieure des profils (D à A), car les autres minéraux résiduels (phyllites micacées) ne se trouvent plus qu'en quantité très réduite.

On remarquera aussi qu'en dépit de leur rapide développement au début de l'altération, la kaolinite et la gibbsite restent en proportion relativement modérée : ces minéraux ne remplacent que partiellement les silico-aluminates primaires ; c'est la raison pour laquelle le bilan global de l'altération est toujours négatif. Le rapport gibbsite sur kaolinite varie de façon très significative : il est presque toujours plus fort au niveau des "latérites primaires" (en E) et dans les horizons de surface (en A et surtout en B) que dans le reste des profils. Ceci confirme de façon remarquable les interprétations du chapitre 1 : la gibbsite se développe de préférence dans les altérations qui évoluent en milieu assez aéré, la kaolinite dans celles qui restent constamment gorgées d'eau. Enfin la présence fréquente d'un maximum de gibbsite en B va tout à fait dans le sens des observations de Glenn et Nash (1964), déjà rapportées précédemment (cf. p. 57).

3° - Toutes les autres variations relatives, pour significatives qu'elles soient, sont d'interprétation difficile : on ne sait jamais par exemple si l'augmentation d'un constituant est due à un apport de l'extérieur ou au départ de constituants complémentaires, et de même dans le cas d'une diminution. On verra par la suite comment lever cette difficulté.

B - VARIATIONS DES CONSTITUANTS CHIMIQUES

Pour la raison précédente, on laissera ici de côté le problème des variations de SiO_2, d'Al_2O_3 et du fer total. On peut constater en se reportant aux résultats des analyses chimiques (cf. Annexe V) que ces constituants varient tour à tour en plus et en moins quand on va de bas en haut des profils ; cela veut dire que leur comportement est nuancé, probablement complexe et en tout cas difficile à éclaircir au moyen de ces seules données.

Les pourcentages des autres constituants chimiques varient par contre de façon univoque : un simple coup d'oeil sur les résultats des analyses suffit pour voir que Na_2O, CaO, MgO, K_2O montrent toujours une diminution très nette et régulière de bas en haut. On peut même préciser que la diminution est d'intensité variable selon les éléments ; pour les roches à quartz, feldspaths et micas, cette intensité décroît en général dans l'ordre suivant : Na > Ca > Mg > K. Seul K_2O subsiste en quantité appréciable jusqu'au sommet des profils ; il se trouve, on le sait, à l'intérieur des charpentes plus ou moins dégradées des micas hérités du substratum.

La variation toujours négative de ces quatre éléments traduit évidemment leur départ progressif, départ dont la vitesse est décroissante de Na à K, selon la séquence précédente. Cependant il reste à préciser si cette séquence est générale, c'est-à-dire caractéristique de l'évolution latéritique normale. En l'état actuel de nos connaissances, la réponse à cette question doit être prudente. La séquence précédente et celles établies tant par Leneuf (1959) que par Delvigne (1965) pour des altérations de Côte d'Ivoire coïncident, mais seulement en partie ; en effet Mg apparaît tantôt plus stable que Na et Ca (Delvigne), comme dans nos profils, tantôt plus mobile (Leneuf). C'est donc seulement pour les trois autres éléments que l'ordre de mobilité semble assez constant : Na > Ca > K.

Remarquons que dans le cas des altérations de climat tempéré, le problème se pose de la même manière : les avis des auteurs divergent au sujet de Mg, alors qu'ils s'accordent assez bien sur les autres éléments (Smyth, 1913 ; Polynov, 1937 ; Anderson et Hawkes, 1958 ; Dejou, 1959 ; Collier, 1961 ; Miller, 1961 ; Harris et Adams, 1966). La séquence la plus souvent admise pour ces altérations est en effet Ca > Na > K, séquence qui est également celle trouvée dans le cas d'altérations naissantes (de la Roche, Lelong et François, 1966 ; Isnard et de la Roche, 1966), et qui se distingue de notre séquence latéritique par l'inversion du couple Na - Ca.

Est-ce à dire que cette inversion est en relation directe avec la différence de climat ? Il serait prématuré de l'affirmer ; les facteurs susceptibles d'intervenir sont en effet nombreux. Dennen et Anderson (1962) insistent par exemple sur l'influence des conditions physico-chimiques purement locales, indépendamment de la composition des roches et du climat général. D'autres auteurs lient les mobilités observées à la composition des roches ou des minéraux soumis à l'altération ; ainsi pour Struillou (1965-a), Ca est plus vite dissous que Na dans le cas de plagioclases riches en soude, alors que c'est l'inverse dans le cas de plagioclases riches en chaux. Pour Tardy (1967), la dépendance des mobilités relatives à l'égard de la composition chimico-minéralogique initiale est encore plus générale : chacune des quatre bases serait d'autant mieux lessivée que sa teneur dans la roche est plus faible. Mais cette règle ne semble pas s'appliquer de façon très nette aux altérations guyanaises : ainsi le profil où la plus forte mobilité de Na apparaît le mieux est précisément l'un de ceux dont la roche mère est la plus pauvre en Ca.

On peut donc retenir, au moins à titre d'hypothèse, que la mobilité relative de Na et Ca dépend plus ou moins directement du type de climat et que, le cas de Mg mis à part, l'ordre de départ correspondant à nos profils guyanais est bien caractéristique de nombreuses altérations latéritiques. Il resterait cependant à expliquer comment cette influence s'exerce. Le problème est complexe ; on peut se demander si la plus forte mobilité de Na sous les conditions tropicales n'est pas due à un phénomène analogue à celui décrit récemment par Struillou (1965 b) : selon cet auteur, la ferruginisation des feldspaths, processus qui favorise leur décomposition, se manifeste plus activement pour les plagioclases acides. Ne pourrait-on pas supposer que ce phénomène agisse aussi, à l'intérieur d'un plagioclase de composition donnée, par perturbation préférentielle des sites de sodium ? Etant donné l'intensité particulière des phénomènes de ferruginisation en climat tropical, on aurait peut-être là une explication du départ accéléré de Na sous ce climat.

En ce qui concerne Mg, son comportement assez variable peut souvent s'expliquer par les différences sensibles d'altérabilité des minéraux variés qui le contiennent (biotite, chlorite, mica blanc, amphibole...).

III – ENSEIGNEMENTS FOURNIS PAR LES VARIATIONS RELATIVES ; LEURS LIMITES

Au terme de l'analyse des variations relatives le long des profils, deux enseignements peuvent être tirés, indépendamment du problème de la mobilité relative des alcalins et des alcalino-terreux :

- le bilan de l'altération est toujours négatif, c'est-à-dire que les pertes de matière l'emportent sur les gains, quel que soit le niveau considéré. Cette conclusion est à plus forte raison valable si l'altération s'accompagne de pertes notables de quartz.
- les variations visibles dans les horizons superficiels (A, B et C) ont deux allures différentes selon les profils. Cela suggère qu'il existe deux types distincts d'évolution. Comme le contraste se manifeste au sommet des profils, on est tenté d'y voir le signe d'une différenciation ultime, d'origine pédologique. On reviendra longuement sur ce point par la suite.

Ces enseignements ont une grande portée : ils indiquent le sens général du phénomène et l'existence de certaines particularités; mais ces indications sont de nature purement qualitative. Il reste à les préciser en cherchant à chiffrer l'importance des pertes et des gains de matière et cela pour chaque terme caractéristique de l'altération.

On pourrait obtenir à ce sujet des informations utiles par une analyse détaillée des variations relatives, notamment à l'aide d'une méthode graphique. Certains ont cherché à le faire : D'Hoore (1954) puis Maignien (1958) ont pu distinguer, en suivant cette voie, trois groupes de constituants dans chaque échantillon :

- les constituants A peu mobiles (Fe total, Al_2O_3 et TiO_2) capables de s'accumuler de façon relative, par suite du départ d'autres constituants, ou de façon absolue, par suite d'apports,
- les constituants B exportables (bases, silice combinée...),
- les constituants C résiduels inertes (surtout le quartz).

On peut, en analysant le déplacement des points figuratifs des échantillons d'un profil sur un diagramme triangulaire A-B-C, caractériser l'existence d'apports ou de départs de substance, et cela de façon parfaitement objective. Le raisonnement est irréprochable, mais il est abstrait et cette abstraction en limite les applications. Ainsi on parvient difficilement à dégager quelle est, à chaque niveau d'altération, l'amplitude des gains et des pertes ; le bilan des échanges reste assez confus.

RESULTATS INTERPRETES EN RAISONNANT A QUARTZ CONSTANT

I – LES VARIATIONS "ABSOLUES" LE LONG DES PROFILS

A - METHODE D'ETUDES DES VARIATIONS "ABSOLUES"

1/ Variations relatives et variations absolues

Lorsqu'on dispose des pourcentages chimiques et minéralogiques le long des profils, il reste à raisonner pour essayer de déterminer quelles sont les variations en "vraie grandeur" ; c'est absolument nécessaire si l'on veut évaluer l'importance des pertes et des gains à chaque étape de l'altération. Les pourcentages n'ont en effet qu'une valeur relative, ils ne renseignent pas toujours sur les variations réelles, cela est facile à comprendre ; il suffit d'imaginer ce qui se produit dans un mélange si tous les constituants varient simultanément de la même façon : l'ensemble paraît sans changement, les pourcentages restent les mêmes.

Pour tâcher d'y voir clair, on est obligé d'avoir recours à un raisonnement. Ce raisonnement consiste à savoir s'il existe une grandeur suffisamment stable pendant l'altération, capable de servir d'étalon interne ; l'objectif est de se rapprocher au maximum d'un système de référence invariable donnant une échelle de mesure absolue. On n'y parvient jamais de manière entièrement satisfaisante, car il n'existe aucune grandeur parfaitement constante tout au long du phénomène. Aussi cette façon de procéder ne donne que des résultats approximatifs ; mais elle est la seule qui permette de saisir les variations de chaque variable considérée séparément et par conséquent d'obtenir une représentation suggestive des effets de l'altération. C'est seulement en procédant de la sorte que l'on parvient par exemple à chiffrer les pertes et les gains d'un constituant donné à chaque étape de l'évolution.

En somme, à la considération de données relatives exactes, on substitue celle de résultats absolus approchés. L'approximation est d'autant plus faible que l'élément de référence choisi est plus constant ; d'où l'importance du choix de l'"invariant".

2/ Méthodes à Al, Fe ou Ti constant

Le problème du choix d'un "invariant" a été maintes fois abordé par tous ceux, géologues et pédologues, qui ont cherché à saisir le comportement des éléments chimiques pendant l'altération. En ce qui concerne l'altération latéritique, on sait depuis les travaux de Lacroix (1913, 1934), J. de Lapparent (1923) et Harrison (1933) notamment, que le fer, l'alumine et le titane sont les éléments les moins mobiles ; leur concentration relative en surface en est la meilleure preuve. D'où l'idée exploitée par Harrison (1933) de s'en servir comme élément de référence ; les bilans d'altération que cet auteur a établis, le plus souvent à Al_2O_3 constant, pour différents profils de Guyane anglaise, sont des modèles du genre. Depuis lors les raisonnement "iso-alumine", "iso-fer" et "iso-titane" sont couramment utilisés. Cependant, la stabilité de ces "invariants" n'est que relative et les résultats obtenus en référence à eux risquent d'être souvent assez éloignés de la réalité ; on a déjà vu au chapitre I, (cf. p. 56) ce qu'il convenait d'en penser.

3/ Méthode à volume constant

Le raisonnement isovolumétrique utilisé par Millot et Bonifas (1955) est beaucoup plus rigoureux ; mais il est d'application moins générale, car il suppose que l'altération respecte les textures ; il n'est donc utilisable que pour les altérations dont les minéraux résiduels ont conservé leur disposition originelle. L'altération se faisant alors sans variation appréciable de volume, on a le droit de raisonner à "volume constant", en référence par exemple à une cellule unité de 100 cc. La méthode est simple : soit un échantillon contenant plusieurs constituants ; le poids d'un constituant contenu dans 100 cc (produit du pourcentage pondéral par la densité apparente de l'échantillon) est une donnée indépendante des autres constituants ; c'est un résultat en vraie grandeur. La comparaison de telles données d'un échantillon à l'autre fournit directement la valeur des gains et des pertes.

Ce mode de raisonnement très précieux est fréquemment appliqué aussi bien dans les études sur les altérations expérimentales (Pedro, 1964) que dans celles sur les altérations naturelles, qu'elles soient hydrothermales (Lovering, 1950 ; Hemley et Jones, 1964) ou météoriques (Bonifas, 1959 ; Lajoinie et Bonifas, 1961 ; Grant, 1963 et 1964 ; Delvigne, 1965 ; de la Roche, Lelong et François, 1966 ; Isnard et de la Roche, 1966). Grâce à lui la connaissance des phénomènes géochimiques de la latéritisation a fait des progrès considérables. On a pu ainsi démontrer que les éléments réputés stables manifestent souvent une mobilité importante : ainsi dans les latérites rocheuses d'Afrique occidentale étudiées par Bonifas (1959), le fer et l'aluminium apparaissent tantôt en gains, tantôt en pertes ; ils vont jusqu'à doubler ou jusqu'à diminuer de moitié par rapport à la quantité initiale dans la roche mère. L'existence de variations d'une telle amplitude discrédite définitivement l'emploi du raisonnement iso-élément pour toutes les études de ce genre.

4/ Méthode à quartz constant : avantages et difficultés

Au niveau des couches meubles du sol et du sous-sol, là où les textures primitives ont disparu, on ne peut plus postuler que l'altération se produit à volume constant. Aussi l'étude des variations chimico-minéralogiques en vraie grandeur est extrêmement délicate. Les raisonnements iso-fer et iso-alumine perdent toute signification, car ces éléments, déjà instables dans les altérations rocheuses, risquent de le devenir bien davantage dans les sols sous l'influence de la matière organique ; on sait avec quelle intensité les complexes pseudo-solubles libérés par les litières végétales peuvent mobiliser ces éléments (Duchaufour, 1965). Le quartz, autre constituant majeur des sols, est beaucoup moins sensible à cette influence, puisqu'on le trouve concentré dans les horizons de surface ; il est donc normal de songer à s'en servir comme élément de référence.

a) Avantages : le choix du quartz comme étalon présente deux avantages : ce minéral est réputé pour son inaltérabilité, en outre il est souvent le constituant le plus abondant. Ce dernier caractère est important : l'uniformité de répartition d'un constituant dans un matériau est une condition essentielle à l'utilisation de ce constituant comme étalon ; or un constituant a d'autant plus de chances d'être réparti de façon uniforme qu'il se trouve en plus forte teneur. Aussi, lorsqu'il s'agit d'étudier l'altération de roches comme les granites, le quartz, présent en quantité de l'ordre de quelques dizaines pour cent, est un élément de référence bien supérieur à tout autre minéral également peu altérable (zircon, magnétite...), mais présent seulement en traces.

Malgré ces avantages, le quartz est peu utilisé comme étalon. Collier (1953 et 1961) et Dejou (1959) ont pourtant bien montré le parti qu'on pouvait en tirer pour suivre les variations chimico-minéralogiques en "vraie grandeur" lors de l'altération des roches granitiques jusqu'aux horizons superficiels du sol. Mais des travaux de ce genre sont rares, en particulier pour ce qui concerne les altérations tropicales ; cette lacune s'explique peut-être par les difficultés très réelles rencontrées pour parvenir à un emploi satisfaisant de cet étalon.

b) Difficultés : les résultats obtenus par la méthode "iso-quartz" ne sont valables en effet qu'à trois conditions, de réalisation parfois délicate ; il faut d'abord lever un préalable, il faut ensuite pouvoir faire des mesures précises, il faut enfin savoir corriger les erreurs inévitables. Montrons comment cela a été réalisé pour l'échantillonnage étudié ici.

- Le préalable. Il faut s'assurer que le quartz présent est en totalité d'origine locale et résiduelle. Les résultats de l'étude descriptive (chapitre I, p. 33) donnent à ce sujet de sérieuses garanties : la répartition granulométrique du quartz varie en effet de façon continue et progressive le long des profils, ce qui ne se produirait pas si des dépôts de quartz allochtone étaient venus coiffer le sommet des profils ou même si d'importantes générations de quartz apparaissaient pendant l'altération. Du reste, les indications fournies par la littérature sur ce dernier point sont assez nettes : les

silicifications contemporaines de l'altération semblent exceptionnelles dans le cas, considéré ici, d'éluvions latéritiques relativement bien drainées ; si de telles silicifications existent parfois, elles constituent de simples accidents (Lévêque, 1963). C'est seulement dans le cas d'altérations profondes, totalement engorgées, que l'on observe parfois des néoformations de quartz ou de silice appréciables (Harrison, 1933 ; Bonifas, 1959 ; Percival, 1965 ; Martin, 1966). Quant aux enrichissements superficiels, susceptibles d'être provoqués par les plantes accumulatrices de silice (Lovering, 1959), ils doivent se présenter sous forme de dépôts très finement divisés et comme tels facilement mobilisables ; en admettant même que de tels dépôts existent au sommet des profils guyanais, c'est avec les constituants solubles du complexe d'altération et non avec le quartz résiduel qu'ils seraient caractérisés ; leur présence éventuelle ne s'oppose donc pas au choix du quartz comme étalon.

- La précision des mesures. La méthode exige que l'on sache définir avec une précision suffisante la teneur du quartz à la fois dans les roches mères et dans les sols. La réalisation de cette opération est délicate, on l'a vu (cf. p. 37 et p. 67) ; les méthodes de détermination quantitative par voie physique sont peu précises ; les calculs usuels à partir des résultats de l'analyse chimique sont souvent indéterminés ou arbitraires. La méthode de reconstitution adoptée ici a permis de résoudre ce problème de façon assez fidèle et précise.

- Les erreurs à corriger. Le quartz n'est pas parfaitement stable ; on peut craindre qu'il ne présente des variations notables lors de l'altération et que par conséquent les bilans établis en référence à lui ne soient systématiquement faussés. Peut-on du moins prévoir ces variations ? Existe-t-il un moyen de les corriger ? Il faut examiner ces questions avec soin.

Pour résistant qu'il soit, le quartz subit partout en surface un vieillissement, une usure, un amenuisement progressifs. Il est donc possible qu'en milieu tropical, où les hydrolyses sont exceptionnellement intenses, il soit dissous en proportion considérable. On trouve dans la littérature de nombreux exemples où sont décrits des grains de quartz ferruginisés et carriés, notamment dans les formations sidérolitiques ayant subi un ou plusieurs épisodes latéritisants. Cependant il s'agit là de formations anciennes, plusieurs fois remaniées. Les éluvions d'allure tranquille étudiées en Guyane sont de caractère tout différent : les grains de quartz qu'elles contiennent restent parfaitement limpides, ils conservent en outre le plus souvent leur forme anguleuse originelle ; tout au plus montrent-ils parfois un très léger poli d'origine manifestement chimique (Cailleux, 1959 ; Boyé, 1963). On peut en conclure : le quartz n'est pas détruit de façon massive dans ces éluvions, il doit seulement subir quelques pertes.

Il reste à montrer comment il a été possible, dans le cas particulier des profils guyanais, de confirmer l'existence de ces pertes, d'en évaluer l'ordre de grandeur et à partir de cela de corriger la méthode "iso-quartz" : on en arrive ainsi à l'étude des résultats proprement dits.

B - VARIATIONS "ABSOLUES" ETABLIES PAR LE RAISONNEMENT A QUARTZ CONSTANT CORRIGE

1/ Détermination des pertes de quartz pendant l'altération

La méthode isovolumétrique appliquée aux échantillons à texture conservée permet aisément d'étudier le comportement du quartz pendant les phases d'altération correspondant à ces échantillons ; il faut pour cela deux données :

- la teneur en quartz de chaque échantillon : la méthode de reconstitution a permis de l'obtenir à moins de 3 ou 4 % près.
- la densité apparente : c'est une donnée relativement simple à déterminer au laboratoire. Cette détermination a été faite ici en suivant les principes exposés par Bonifas (1959) ; les échantillons altérés ont été imperméabilisés soit à la paraffine, soit par une pellicule de silico-gel, les résultats obtenus dans l'un et l'autre cas s'étant avérés comparables.

16 échantillons de roches plus ou moins décomposées, mais de texture granitique encore manifeste, on pu être utilisés à cette fin : 6 appartiennent au niveau d'altération F représentant des roches peu altérées, 8 au niveau E correspondant aux roches très altérées, 2 au niveau D des arènes plastiques. Les éléments du calcul isovolumétrique sont présentés sur le tableau VI.

Le quartz apparaît en diminution sensible dans les échantillons altérés : cette diminution exprimée en valeur relative (par rapport au poids de quartz contenu initialement dans le même volume) oscille de 0 à 34 % ; elle est en moyenne voisine de 15 % pour les trois niveaux d'altération considérés. Ces résultats semblent significatifs, car ils sont homogènes et tous dans le même sens,

ce qui ne se produirait pas si les variations résultaient surtout de causes parasites ; erreurs accidentelles de dosage ou défauts d'homogénéité des roches mères. Ils traduisent donc l'existence d'une perte notable de quartz pendant les trois premières étapes de l'altération.

NIVEAU D'ALTERATION	PROFIL	ROCHE MERE (1) % de Quartz	(2) Densité apparente	(3) Quantité de quartz initiale	PRODUITS D'ALTERATION (4) % de Quartz	(5) Densité apparente	(6) Quantité de quartz finale	(7) PERTE	(8) PERTE RELATIVE MOYENNE
D et DF	893	24	2,75	66,0	36	1,52	54,7	17,1	11,3
	912	35	2,60	91,0	43	2,00	86,0	5,5	
E et EF	14	37	2,60	96,2	49	1,53	74,9	22,2	15,7
	14	37	2,60	96,2	46	1,38	63,5	34,0	
	22	33	2,60	85,8	43	1,59	68,3	20,4	
	22	33	2,60	85,8	48	1,64	78,7	8,3	
	23	19	2,75	52,3	31	1,40	43,4	17,0	
	23	19	2,75	52,3	36	1,35	48,6	7,1	
	34	19	2,75	52,3	22	1,96	43,1	17,6	
	912	35	2,60	91,0	43	2,13	91,6	-0,7	
F	14	37	2,60	96,2	40	1,97	78,8	18,1	14,0
	20	25	2,75	68,8	26	2,38	61,8	10,2	
	22	33	2,60	85,8	42	1,70	71,4	16,8	
	893	24	2,75	66,0	24	2,30	55,2	16,4	
	912	35	2,60	91,0	31	2,54	78,7	13,5	
	1 421	36	2,60	93,6	42	2,03	85,3	8,9	

TABLEAU VI. - Pertes de quartz pendant l'altération, d'après la méthode isovolumétrique.
La perte relative, correspondant à chaque échantillon (colonne 7), est calculée à partir des données des colonnes 3 et 6 selon la formule (7) = [(3)-(6)] /(3) ; la perte moyenne (colonne 8) est égale à la moyenne des pertes pour un niveau donné.

Il peut paraître étonnant que la perte de quartz soit à peu près la même pour les trois niveaux successifs. On imagine en effet volontiers que les départs de quartz sont progressifs et qu'ils augmentent au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la roche saine. Cependant, à y mieux réfléchir, les résultats du tableau VI apparaissent très logiques : il est normal que les pertes de quartz interviennent surtout au tout début de l'altération, et cela pour deux raisons :

- c'est à ce moment que le milieu interstitiel est le plus riche en bases ; le pH peut alors atteindre une valeur assez élevée, pour laquelle la solubilité du quartz devient appréciable.
- c'est à ce moment que sont exposées à l'hydrolyse les toutes petites particules de quartz produites par la fissuration de la roche et la microdivision des grains ; ces particules ont une vitesse de dissolution beaucoup plus forte que les grains de la taille des limons et des sables. D'ailleurs l'analyse des échantillons aux rayons X a bien montré que le quartz existe dans les fractions fines (< 2 μ) seulement aux niveaux où l'altération démarre (cf. p. 45) ; ce quartz finement divisé constitue de toute évidence la plus grosse part de la perte totale.

En définitive, on admettra que la quantité de quartz exportée de la couverture d'altération représente en moyenne 15 % de la quantité initialement présente. Ce pourcentage, valable pour la base des profils, est peut-être en dessous de la réalité lorsqu'il s'agit des horizons superficiels, mais on ne sait de combien ; aucune mesure ne permet de le savoir. Plutôt que de tenter une extrapolation hasardeuse, il vaut mieux s'en tenir à une telle estimation, éventuellement par défaut ; si l'on commet une erreur, on sait du moins dans quel sens elle a lieu et l'on peut en tenir compte dans les interprétations.

2/ Calcul des variations à "quartz constant corrigé"

Pour rendre les résultats du calcul iso-quartz aussi rigoureux que possible, il reste à corriger l'erreur systématique due à la perte moyenne subie par ce minéral. La correction est simple, puisque la majorité sinon la totalité de la perte intervient dès la phase initiale de l'altération. Elle peut se faire de deux façons : ou bien on majore la teneur en quartz des produits d'altération d'une quantité correspondante à la perte moyenne ; ou bien on retranche des échantillons de roche mère la part de quartz destinée à être exportée. Le second procédé est le plus rapide : il consiste en somme à comparer chaque terme d'altération des profils à un matériau initial fictif, de com-

position égale à celle de la roche mère sauf pour le quartz qui est diminué de 15 %, valeur de la perte moyenne : le quartz de ce matériau sert d'étalon de mesure pour tout le profil correspondant. Ainsi amélioré, le raisonnement est dit à "quartz constant corrigé".

Les calculs sont conduits comme suit : soit A la teneur pondérale de quartz d'une roche mère ; la teneur corrigée est Ac = A – 15 % A ; Ac est l'étalon de mesure pour le profil considéré. Si T est la teneur d'un constituant d'un produit d'altération dont la teneur en quartz est A', le poids en "vraie grandeur" (par rapport à l'étalon Ac) de ce constituant est :

$$p = T \cdot Ac/A'$$

Il peut paraître discutable d'appliquer ce raisonnement aux échantillons à texture conservée pour lesquels le calcul isovolumétrique est utilisable. Il a semblé cependant préférable de le faire de façon à obtenir des résultats homogènes sur toute la hauteur des profils. Du reste la correction du raisonnement iso-quartz étant fondée sur le calcul à volume constant, les résultats obtenus par l'une et l'autre méthode ne se distinguent qu'accessoirement. La méthode iso-quartz corrigée présente même l'avantage de dissimuler certains écarts accidentels (hétérogénéités originelles, erreurs de mesure) puisque la correction introduite a une valeur moyenne ; les bilans sont donc moins dépendants des particularités ponctuelles de l'échantillonnage que les bilans isovolumétriques.

3/ Etude des variations "absolues"

On a groupé dans les tableaux VII et VIII les résultats obtenus par la méthode à quartz constant corrigé pour les 85 échantillons des 11 profils sur granite, sur granodiorite et sur diorite quartzique. Seul le profil sur dolérite, dépourvu ou presque dépourvu de quartz, n'a pas pu être étudié de cette façon. Les chiffres des colonnes 2 à 8, relatifs aux constituants minéralogiques, sont calculés à partir des pourcentages des tableaux IV et V ; les chiffres des colonnes 13 à 15, relatifs aux principaux constituants chimiques, sont calculés à partir des pourcentages reproduits dans les trois colonnes voisines ; les chiffres de la colonne 9 représentent le poids total de matière minérale correspondant à 100 g de roche mère. Tous les résultats ont été représentés graphiquement sur les figures 18 et 19, de façon à faire apparaître plus clairement les variations en "vraie grandeur" le long des profils. On peut tirer de leur étude quatre séries d'enseignements.

a) Variations du poids total de matière minérale.

- *Ces variations sont toujours négatives* : les pertes sont supérieures aux gains, quelle que soit l'étape de l'altération considérée. C'est ce que l'étude des variations relatives avait déjà permis de déduire, mais les déficits de matière apparaissent ici beaucoup plus nettement : ils se traduisent clairement par les espaces libres visibles sur les figures.

Quatre échantillons seulement font exception à la règle : B et C du profil 2, D et DF du profil 1583, mais les gains de matière qui semblent correspondre à ces échantillons ne sont pas significatifs. En effet, le profil 2 n'est pas homogène : la roche mère dont les termes B et C dérivent est visiblement plus pauvre en quartz que le granite de la base du profil (cf. chapitre I, p. 35). Quant à l'autre profil, l'échantillon de granite sain n'est probablement pas tout à fait représentatif du matériau initial moyen, sa teneur en quartz (35 %) paraît trop forte : les variations du poids de matière le long du profil se font entre des limites qui sont anormalement élevées. A titre indicatif on a porté en tirets sur la figure 19 la courbe de poids de matière, établie en référence à une teneur de quartz égale à seulement 25 % ; les variations deviennent alors conformes à celles correspondant aux autres profils ; les échantillons D et DF ne montrent plus de gains de matière.

- *Le déficit global de matière minérale varie* selon les niveaux comme suit : il est très fort et parfois maximum au niveau des roches décomposées (terme d'altération E) ; là les pertes, exprimées en pourcentage pondéral par rapport à la quantité de matière initialement présente, oscillent entre 35 et 55 % selon les profils. Au niveau des arènes plastiques (terme D), le déficit semble du même ordre ou légèrement inférieur. A partir de l'horizon C, deux évolutions distinctes apparaissent, comme l'étude des variations relatives permettait de le prévoir : ou bien le déficit augmente progressivement pour devenir maximum en A, où il atteint 55 à 60 %, voire davantage ; c'est le cas des profils 6, 912, et probablement 22 et 1583. Ou bien il diminue, devient minimum en B et augmente à nouveau en A : c'est le cas des profils 14, 20, 23 et 893. Le profil 1421 semble constituer un cas intermédiaire : l'augmentation progressive du déficit de bas en haut est seulement atténuée en B et en C.

- Dans tous les cas *le déficit de matière reste marqué;* cependant le second type d'évolution traduit de toute évidence l'existence d'un enrichissement absolu, localisé en C et surtout en B ; c'est du moins la manière la plus logique d'expliquer la présence à ces niveaux d'un maximum de poids de

		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)	(17)
ECHAN-TILLONS			VARIATIONS MINERALOGIQUES (ISOQUARTZ)								VARIATIONS CHIMIQUES (EN %)			(ISOQUARTZ)				
		Qu	Qu	Fk	Pl	Ph	Ka	Gi	Go	T	SiO_2 comb.	Al_2O_3	$FeO + Fe_2O_3$	SiO_2 comb.	Al_2O_3	$FeO + Fe_2O_3$	M.u.	d A
Profil 2	B	13	33,15			33,1	137,8		51,0	255,05	30,68	25,51	17,56	78,25	65,00	44,75	6,63	
	C	24	33,15			35,9	65,0		4,1	138,15	34,52	26,56	2,85	47,70	36,70	3,94	3,59	
	D	54	33,15			4,9	21,5	0,6	1,2	61,35	20,56	16,79	2,06	12,60	10,30	1,26	1,59	
	G	39	39	23	34	4				100,00	38,86	12,38	1,45	38,86	12,38	1,45	2,60	2,60
Profil 6	AC	78	28,90			3,0	3,0	0,7	1,5	37,10	7,44	6,55	3,65	2,75	2,43	1,35	0,96	
	C I	68	28,90			5,5	4,3	1,7	2,1	42,50	11,07	9,85	4,72	4,70	4,19	2,01	1,10	
	C II	61	28,90			7,6	6,2	1,4	3,3	47,40	13,92	11,44	6,29	6,60	5,40	2,98	1,23	
	G	34	34	21	25	20				100,00	38,10	15,89	1,14	38,10	15,89	1,14	2,60	2,60
Profil 14	A	56	31,45				12,4	8,4	3,9	56,15	8,90	16,72	5,76	5,00	9,38	3,23	1,46	
	B	37	31,45				21,2	23,0	9,4	8^,05	10,93	26,00	10,48	9,30	22,10	8,90	2,21	
	EB	46	31,45			5,5	5,5	21,2	4,8	68,45	7,64	25,30	6,51	5,22	17,30	4,45	1,78	1,38
	C	51	31,45				12,3	14,2	3,7	61,65	8,60	21,58	5,55	5,30	13,30	3,42	1,60	
	D	49	31,45				24,4	4,5	3,8	64,15	17,00	19,54	5,08	10,90	12,54	3,26	1,67	
	E	49	31,45			7,1	3,2	18,6	3,8	64,15	7,62	23,40	5,11	4,90	15,03	3,28	1,67	1,53
	F	40	31,45		28,3	11,8	3,9	3,1		78,55	29,68	15,56	3,45	23,35	12,23	2,71	2,04	1,97
	G	37	37	5	44	14				100,00	34,25	14,23	3,26	34,25	14,23	3,26	2,60	2,60
Profil 20	B	28	21,25			3,0	45,5		6,1	75,85	28,90	23,82	7,10	20,80	18,10	5,38	2,08	
	D	32	21,25			4,6	35,9		4,6	66,35	28,22	19,53	6,26	18,75	12,95	4,15	1,83	
	F	26	21,25	0,8	36,8	20,5	1,6	0,8		81,75	38,50	16,37	4,98	31,30	13,38	4,07	2,25	2,38
	G	25	25	12	42	21				100,00	43,00	14,50	4,44	43,00	14,50	4,44	2,60	2,75
Profil 22	AB	66	28,05				10,2	3,0	1,3	42,55	11,00	13,50	2,69	4,67	5,75	1,14	1,10	
	D I	43	28,05			4,6	29,3	1,3	2,0	65,25	24,19	21,10	2,67	15,80	13,75	1,74	1,70	
	D II	44	28,05			4,5	28,0	0,6	2,6	63,75	23,24	20,26	3,83	14,85	12,90	2,44	1,66	
	D III	45	28,05			5,0	28,7		0,6	62,35	24,81	20,07	1,20	15,45	12,50	0,75	1,62	
	D IV	40	28,05			3,5	37,2		1,4	70,15	26,84	22,33	1,41	18,80	15,65	0,99	1,82	
	E I	43	28,05			4,6	24,8	1,3	6,5	65,25	20,50	18,64	9,08	13,40	12,15	5,93	1,70	1,59
	E II	48	28,05			7,6	2,3	17,6	2,9	58,45	8,13	25,20	4,82	4,75	14,72	2,82	1,52	1,64
	F	42	28,05			3,3	32,7	0,7	2,0	66,75	24,08	21,36	2,81	16,10	14,28	1,88	1,74	1,70
	G	33	33	6	48	13				100,00	38,27	14,70	2,97	38,27	14,70	2,97	2,60	2,60
Profil 23	AB	27	16,15			3,6	9,0	20,9	10,2	59,85	9,53	28,86	14,57	5,70	17,27	8,72	1,64	
	B	24	16,15			2,0	10,1	26,9	12,1	67,25	8,08	31,78	15,85	5,43	21,38	10,66	1,85	
	C	26	16,15			11,3	10,5	14,9	9,3	62,15	16,75	26,75	13,93	10,40	16,62	8,66	1,71	
	E I	31	16,15			6,3	2,6	21,4	5,7	52,15	7,61	31,60	10,22	3,96	16,45	5,33	1,43	1,40
	E II	36	16,15			2,2	3,6	18,9	4,0	44,85	6,17	31,60	7,71	2,76	14,18	3,46	1,23	1,35
	G	19	19	1	47	33				100,00	43,00	16,10	5,73	43,00	16,10	5,73	2,75	2,75
Profil 34	AC	25	16,15			1,9	5,8	31,0	9,7	64,55	5,32	34,12	12,42	3,44	22,05	8,03	1,78	
	C I	31	16,15			1,1	5,2	22,4	7,3	52,15	5,20	31,43	12,57	2,71	16,40	6,55	1,43	
	C II	33	16,15			1,5	1,9	23,5	5,9	48,95	3,30	33,40	10,92	1,61	16,35	5,35	1,34	
	E	22	16,15				0,7	50,0	6,6	73,45	0,43	44,00	7,77	0,32	32,30	5,71	2,02	1,96
	G	19	19	2	45	34				100,00	43,50	15,90	6,27	43,50	15,90	6,27	2,75	2,75

TABLEAU VII. - Poids en "vraie grandeur" des constituants minéralogiques et chimiques le long des profils 2, 6, 14, 20, 22, 23 et 34. Ces poids sont définis en référence au quartz supposé constant à partir du terme F et au-dessus.

La colonne 1 donne la teneur en quartz de chaque échantillon ; les colonnes 2 à 8 donnent les poids "isoquartz" des différents constituants minéralogiques (Qu = quartz, Fk = feldspaths potassiques, Pl = plagioclases, Ph = phyllites micacées, Ka = kaolinite, Gi = gibbsite, Go = goethite) ; la colonne 9 donne les poids "isoquartz" de la matière minérale prise globalement. Les colonnes 13 à 15 donnent les poids "isoquartz" des principaux constituants chimiques, dont les teneurs sont portées dans les trois colonnes précédentes. La colonne 16 donne les "masses unités" de matière minérale (cf p.107) ; la colonne 17 donne les valeurs des densités apparentes mesurées.

		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)	(17)
ECHAN-TILLONS			VARIATIONS MINERALOGIQUES (ISOQUARTZ)								VARIATIONS (EN %)			CHIMIQUES (ISOQUARTZ)				
		Qu	Qu	Fk	Pl	Ph	Ka	Gi	Go	T	SiO_2 comb.	Al_2O_3	$FeO + Fe_2O_3$	SiO_2 comb.	Al_2O_3	$FeO + Fe_2O_3$	M.u.	d A
Profil L 893	A	51	20,40			2,0	13,6	1,6	2,4	40,00	14,60	14,75	4,41	5,84	5,90	1,76	1,10	
	AB	30	20,40			2,7	32,6	5,4	6,8	67,90	22,55	24,90	8,55	15,30	16,92	5,81	1,87	
	B I	22	20,40			4,6	43,6	12,0	12,0	92,60	22,84	27,80	11,03	21,20	25,80	10,20	2,55	
	B II	26	20,40			4,7	32,2	10,2	11,0	78,50	21,01	26,20	12,06	16,50	20,55	9.45	2,16	
	B III	34	20,40			4,2	24,0	3,0	8,4	60,00	21,10	20,95	12,40	12,65	12,57	7,44	1,65	
	BC	30	20,40			2,0	39,5		6,1	68,00	27,29	23,00	8,03	18,60	15,63	5,46	1,87	
	C I	26	20,40			2,4	48,6		7,1	78,50	29,63	23,80	7,78	23,20	18,66	6,10	2,16	
	C II	30	20,40			1,4	40,8		5,4	68,00	28,38	22,30	6,83	19,30	15,15	4,64	1,87	
	D	36	20,40			6,2	24,4	1,7	4,0	56,70	25,06	21,00	6,00	14,20	11,90	3,40	1,56	1,52
	F	24	20,40		41,7	20,4	1,7	0,9		85,10	39,80	15,90	4,77	33,80	13,53	4,06	2,34	2,30
	G	24	24	3	51	22				100,00	41,60	15,30	4,21	41,60	15,50	4,21	2,75	2,75
Profil L 912	A I	80	29,75			2,2	4,8		0,4	37,15	8,17	5,77	1,11	3,04	2,15	0,41	0,97	
	A II	72	29,75			2,1	7,4	1,2	0,8	41,25	10,48	10,10	1,76	4,34	4,17	0,73	1,07	
	B I	59	29,75			3,5	14,1	1,0	2,0	50,35	15,86	14,80	2,95	8,00	7,46	1,49	1,31	
	B II	53	29,75			5,0	18,0	1,1	2,2	56,05	18,90	16,80	3,07	10,60	9,43	1,72	1,46	
	B III	54	29,75			5,0	18,7		1,7	55,15	19,86	15,50	2,41	10,90	8,54	1,33	1,43	
	BC	48	29,75			6,8	23,5		1,9	61,95	22,41	18,40	2,35	13,90	11,40	1,46	1,61	
	C I	49	29,75			7,9	20,6	0,6	1,8	60,65	21,63	18,10	2,50	13,10	11,00	1,52	1,58	
	C II	39	29,75			9,9	34,3		2,3	76,25	27,16	19,80	2,21	20,70	15,10	1,68	1,98	
	C III	42	29,75			12,7	26,9		1,4	70,75	26,64	19,40	1,98	18,85	13,75	1,40	1,84	
	D	43	29,75			18,7	18,0	0,7	2,1	69,25	25,42	18,30	2,46	17,60	12,65	1,70	1,80	2,00
	EF	43	29,75	13,2		13,8	4,2	6,9	1,4	69,25	23,25	18,20	1,78	16,10	12,60	1,23	1,80	2,13
	F	31	29,75	23,0	30,7	9,6	1,9	0,9		95,85	41,36	14,70	1,61	39,60	14,10	1,54	2,49	2,54
	G	35	35	18	28	19				100,00	37,85	14,50	1,36	37,85	14,50	1,36	2,60	2,60
Profil L 1421	A	80	30,60			1,1	6,1		0,4	38,20	7,79	5,35	0,96	2,98	2,05	0,37	0,90	
	AB I	67	30,60			0,9	13,3		0,9	45,70	13,25	11,25	2,06	6,05	5,14	0,94	1,19	
	AB II	64	30,60			0,5	14,8	0,5	1,4	47,80	14,41	12,70	2,35	6,88	6,06	1,12	1,24	
	B I	57	30,60			1,1	20,4		1,6	53,70	18,14	15,30	2,78	9,74	8,21	1,49	1,40	
	B II	58	30,60			0,5	19,5	0,5	1,6	52,70	16,86	14,30	2,54	8,90	7,54	1,34	1,37	
	B III	47	30,60			1,3	29,9	1,3	2,0	65,10	21,76	18,60	2,81	14,15	12,10	1,83	1,69	
	B IV	53	30,60			1,2	22,5	1,7	1,7	57,70	19,00	17,30	2,46	10,95	9,99	1,42	1,50	
	B V	48	30,60			4,5	23,6	3,2	1,9	63,80	20,12	19,50	2,26	12,80	12,42	1,44	1,66	
	C I	47	30,60			2,6	29,3	1,3	1,3	65,10	22,15	19,90	1,81	14,40	12,95	1,18	1,69	
	C II	47	30,60			5,2	26,7	1,3	1,3	65,10	22,51	19,30	1,82	14,65	12,55	1,18	1,69	
	C III	52	30,60			2,4	24,1	0,6	1,2	58,90	20,52	17,80	1,74	12,05	10,48	1,02	1,53	
	F	42	30,60	10,2	17,5	10,9	2,2	1,5		72,90	31,19	14,30	0,85	22,70	10,42	0,62	1,89	2,03
	G	36	36	12	38	14				100,00	38,78	14,30	1,17	38,78	14,30	1,17	2,60	2,60
Profil L 1583	A	45	29,75			1,3	30,4	1,3	3,3	66,05	20,49	18,80	3,68	13,55	12,43	2,43	1,72	
	AB	40	29,75			2,2	37,9	0,7	3,7	74,25	23,73	20,80	3,87	17,60	15,46	2,88	1,93	
	B	39	29,75			1,5	38,1	3,1	3,8	76,25	23,78	23,45	4,64	18,15	17,90	3,54	1,98	
	BC I	37	29,75			2,4	44,2	0,8	3,2	80,35	26,47	23,20	3,65	21,30	18,65	2,93	2,09	
	BC II	37	29,75			3,2	42,6	1,6	3,2	80,35	26,53	22,90	3,25	21,30	18,40	2,61	2,09	
	D	28	29,75	12,7		24,4	37,2		2,1	106,15	37,78	22,20	1,62	40,20	23,60	1,72	2,76	
	DF	27	29,75	18,7	30,8	12,1	17,6		(1,1)	110,05	41,14	18,25	1,68	45,30	20,10	1,85	2,86	
	G	35	35	12	34	18			(1)	100,00	36,97	14,65	1,55	36,97	14,65	1,55	2,60	2,60

TABLEAU VIII. - Poids en "vraie grandeur" des constituants minéralogiques et chimiques le long des profils 893, 912, 1421 et 1583. Ces poids sont définis en référence au quartz supposé constant à partir du terme F et au-dessus.

La colonne 1 donne la teneur en quartz de chaque échantillon ; les colonnes 2 à 8 donnent les poids "isoquartz" des différents constituants minéralogiques (Qu = quartz, Fk = feldspaths potassiques, Pl = plagioclases, Ph = phyllites micacées, Ka = kaolinite, Gi = gibbsite, Go = goethite) ; la colonne 9 donne les poids "isoquartz" de la matière minérale prise globalement. Les colonnes 13 à 15 donnent les poids "isoquartz" des principaux constituants chimiques, dont les teneurs sont figurées dans les trois colonnes précédentes. La colonne 16 donne les "masses unités" de matière minérale (cf p.107) ; la colonne 17 donne les valeurs des densités apparentes mesurées.

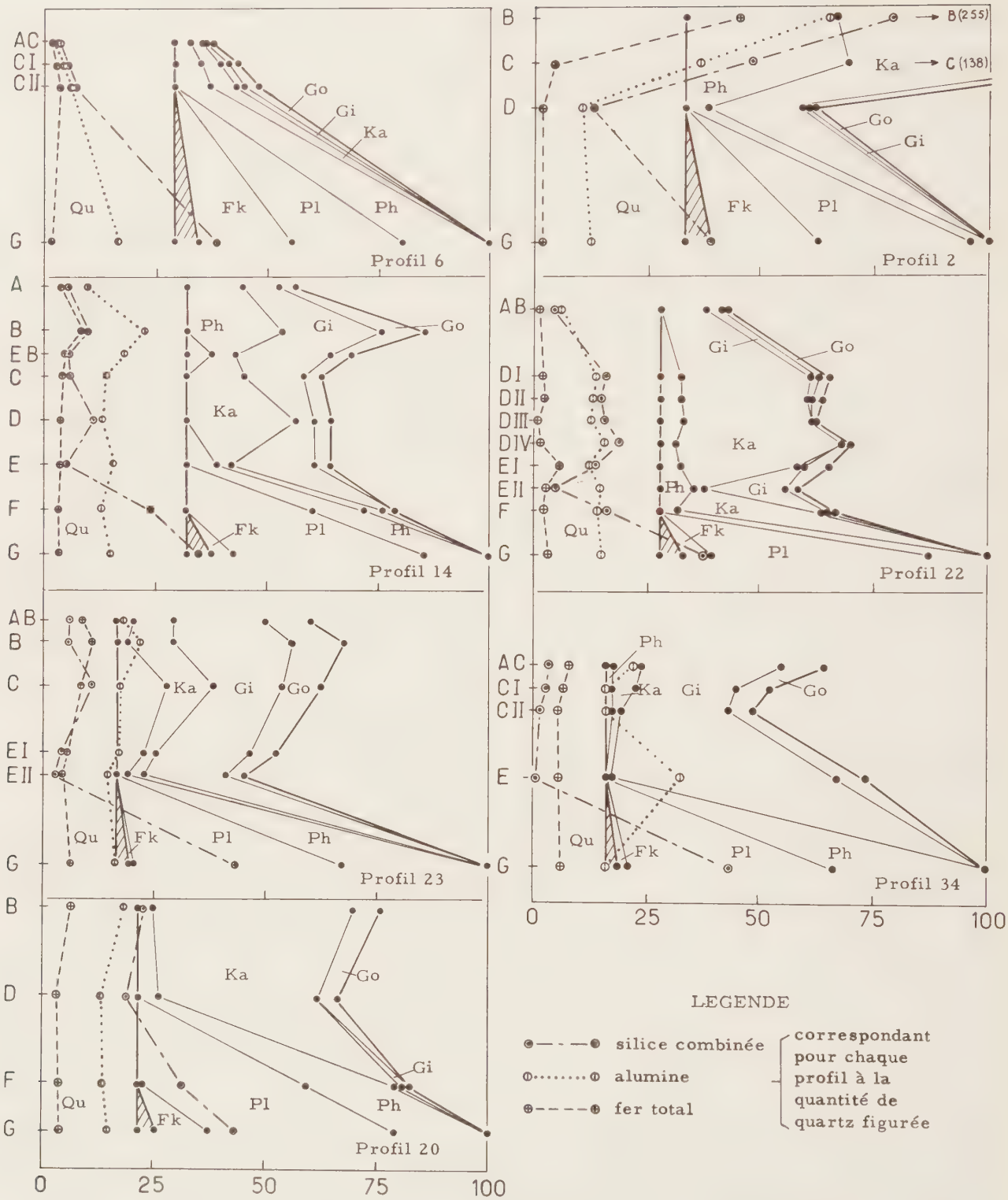


FIGURE 18 - Poids en "vraie grandeur" des constituants minéralogiques et chimiques le long des profils 2, 6, 14, 20, 22, 23 et 34, correspondant à 100 g de roche mère (en abscisses les poids, en ordonnées les niveaux d'altération).

Pour chaque échantillon, les poids des constituants minéralogiques sont cumulés de façon à faire apparaître le poids total. Ces constituants sont désignés par des symboles (Qu = quartz, Fk = feldspaths potassiques, Pl = plagioclases, Ph = phyllites micacées, Ka = kaolinite, Gi = gibbsite, Go = goethite) ; les quantités de quartz exportées sont figurées par un triangle hachuré. Les poids des constituants chimiques sont donnés par les courbes selon les indications de la légende.

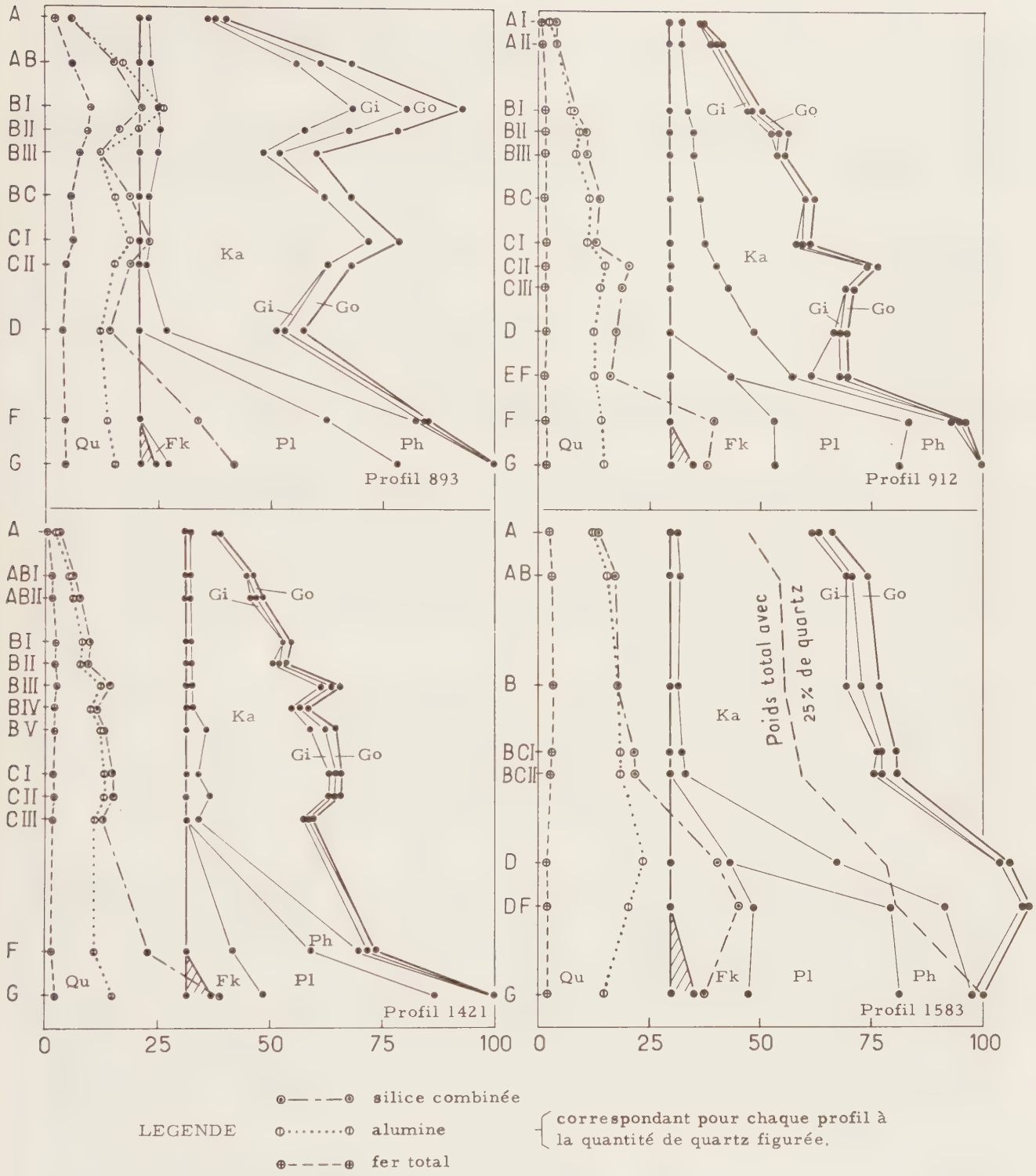


FIGURE 19 - Poids en "vraie grandeur" des constituants minéralogiques et chimiques le long des profils 893, 912, 1 421 et 1 583, correspondant à 100 g de roche mère (en abscisses les poids, en ordonnées les niveaux d'altération).

Pour chaque échantillon, les poids des constituants minéralogiques sont cumulés de façon à faire apparaître le poids total. Ces constituants sont désignés par des symboles (Qu = quartz, Fk = feldspaths potassiques, Pl = plagioclases, Ph = phyllites micacées, Ka = kaolinite, Gi = gibbsite, Go = goethite) ; les quantités de quartz exportées sont figurées par un triangle hachuré. Les poids des constituants chimiques sont donnés par les courbes selon les indications de la légende.

matière, maximum particulièrement net pour les profils 14 et 893. Dans le premier type d'évolution par contre, il n'y a pas d'accumulation à proprement parler : le profil s'appauvrit de façon continue de la base au sommet ; même si tel ou tel constituant manifeste ici ou là un gain absolu, la somme des pertes l'emporte toujours sur la somme des gains.

La distinction entre ces deux évolutions de surface est fondamentale ; elle sera reprise par la suite quand on opposera d'une part les profils à maximum de matière en B (profils dits à accumulation "généralisée") et les profils qui en sont dépourvus (profils dits sans accumulation "généralisée" ou sans aucune accumulation).

b) Variations des constituants minéralogiques considérés séparément.

L'étude de ces variations confirme et précise les principales conclusions de l'étude minéralogique du Chapitre I.

- *Le quartz.* On a admis que les pertes de quartz se produisent de façon très précoce et que, par la suite (à partir du terme F), ce minéral est rigoureusement stable ; c'est ce qui est figuré sur les diagrammes des figures 18 et 19, où ces pertes sont représentées par des triangles hachurés. L'éventualité de pertes supplémentaires, intervenant au niveau des termes superficiels, sera envisagée plus loin. De toute façon le quartz se présente en teneurs toujours plus fortes que dans les roches, fait qui traduit bien sa relative stabilité dans des matériaux progressivement allégés par l'altération ; cela apparaît de façon manifeste sur les figures.

- *Les phyllites micacées.* On voit qu'elles sont en quantité assez régulièrement décroissante de bas en haut des profils : dans l'horizon A, il n'en reste souvent que des quantités infimes de l'ordre de quelques grammes pour un matériau qui en contenait initialement 10 à 20. Leur répartition verticale montre cependant certaines irrégularités : celles-ci doivent être dues soit à des défauts d'homogénéité des roches mères, soit à la relative imprécision des mesures (cf. p. 76). Néanmoins, la tendance générale reste très significative : la diminution régulière des phyllites micacées au fur et à mesure de l'altération s'accorde parfaitement avec ce que l'on sait de leur origine (cf. chapitre 1, p. 48) ; toutes héritées du substratum, elles se fragmentent et se dégradent avant de disparaître progressivement.

- *La kaolinite et la gibbsite.* Dès que ces minéraux sont bien formés, à partir du niveau D et au-dessus, leur somme montre des variations à peu près parallèles à celles de la matière minérale prise dans son ensemble, puisque ces minéraux sont avec le quartz (invariant) les constituants de beaucoup les plus abondants. On doit donc distinguer deux types de variations selon que les profils présentent ou non un maximum de matière en B : dans les profils sans maximum, la somme kaolinite + gibbsite diminue régulièrement de C en A où elle atteint sa plus petite valeur ; dans les profils à maximum de matière, l'horizon B correspond toujours à un maximum commun pour la kaolinite et gibbsite ; il s'agit bien alors d'une accumulation généralisée.

Dans tous les cas cependant, le rapport gibbsite sur kaolinite, qui est maximum dans les roches décomposées (terme E) et qui est minimum dans les arènes plastiques (terme D), tend à augmenter dans les horizons superficiels et surtout en B ; la gibbsite qui apparaît là, dans des matériaux presque dépourvus de silico-aluminates primaires, doit surtout provenir de la désilicification de la kaolinite (gibbsite de seconde génération), contrairement à celle des roches décomposées, formée directement à partir des silico-aluminates primaires (gibbsite de première génération). On peut même distinguer les deux générations de gibbsite par leur vitesse de développement : vitesse très rapide dans les altérations rocheuses, vitesse très lente dans les horizons superficiels, conformément à ce que les observations minéralogiques suggéraient. Enfin, le fait que l'augmentation de la gibbsite en surface reste généralement bien plus faible que la diminution de la kaolinite indique qu'il y a non seulement destruction de l'argile mais aussi évacuation au moins partielle de ses produits de destruction ; l'évacuation est même quasi totale dans le cas des profils sans accumulation généralisée. C'est un point très important sur lequel on reviendra.

- *La goethite.* Elle existe en quantité notable seulement lorsque les minéraux primaires qui contiennent le fer sont détruits, en fait à partir du terme E et au-dessus ; ses variations sont alors assez faibles. On remaque toutefois un maximum constant correspondant aux échantillons B. Ce maximum, très léger dans les profils sans accumulation généralisée, est pour ceux-ci le seul critère qui justifie la désignation, faite sur le terrain, d'un horizon B ; les oxydes de fer ont alors un comportement différent des autres constituants ; eux seuls montrent un enrichissement absolu en B. Mais cet enrichissement n'influence pas sensiblement la variation progressive du poids total de matière minérale qui, pour ces profils, reste toujours négative en allant vers le haut.

c) Variations des constituants chimiques.

Les variations "absolues" de ces constituants révèlent également des tendances communes très significatives.

- *La silice combinée* est en majeure partie exportée pendant l'altération : la désilicification est très intense dès le premier stade aboutissant aux roches décomposées (termes d'altération contenant 3 à 16 g de silice combinée contre 35 à 45 g initialement) ; elle est moindre quand on passe aux argiles profondes (10 à 20 g contre 35 à 45 initialement). Dans la mesure où ces argiles se forment à partir de roches décomposées (cf. chap. I, p. 61 et fig. 13), il faut donc supposer que l'"argilisation" s'accompagne d'un apport de silice.

Dans les trois horizons différenciés en surface, on observe : pour les profils sans maximum de matière en B, une diminution progressive de SiO_2 combinée de C en A ; pour les autres profils, une augmentation suivie d'une diminution mais ce maximum est moins marqué que le maximum de la matière minérale considérée en bloc : l'enrichissement absolu concerne moins la silice que les autres éléments. Dans tous les cas, la désilicification redevient intense en A (3 ou 10 g contre 35 à 45 initialement), au moins aussi importante que celle observée dans les roches décomposées.

- *L'alumine*. Les variations sont faibles et continues de G en D, généralement dans le sens d'une baisse. Il arrive cependant que l'alumine s'accumule fortement dans les altérations rocheuses (cf. échantillon E du profil 34). Ce comportement traduit à la fois la relative mobilité de ce constituant et sa tendance à se ségréger, caractères déjà soulignés au chapitre I (cf. p. 55).

Dans la tranche supérieure des profils, il faut encore distinguer les profils sans maximum de matière en B et ceux montrant un maximum. Dans le premier cas, Al_2O_3 continue à diminuer progressivement jusqu'en A ; là il ne reste souvent plus que la moitié, voire même le tiers, de la quantité initialement présente. Dans le second cas, Al_2O_3 augmente en C et surtout en B, plus intensément que la silice combinée : elle est alors en quantité nettement supérieure à la quantité initiale ; puis en A elle diminue très vite, plus vite que la silice combinée. Ainsi, on comprend que l'horizon d'accumulation B se caractérise par un maximum plus marqué pour la gibbsite (alumine libre) que pour la kaolinite (alumine combinée à la silice).

Ces variations confirment et complètent les indications de l'étude minéralogique sur le comportement de l'alumine ; celle-ci montre une double mobilité, l'une relativement faible pendant les étapes menant aux altérations rocheuses (cf. p. 55), l'autre beaucoup plus considérable au voisinage de l'horizon humifère, sous l'influence probable de la matière organique. L'action complexante de certains composés humiques sur l'aluminium est en effet bien connue (Duchaufour, 1965). Cette double mobilité ne semble pas constituer un phénomène accidentel : déjà dans des altérations de Côte d'Ivoire étudiées par Devigne (1965), l'aluminium apparaissait soluble à la fois à la base des profils comme aluminate et au sommet comme cation Al^{3+}, grâce à l'acidité de la matière organique.

- *Les oxydes de fer* ($FeO + Fe_2O_3$ ou fer total, exprimé en Fe_2O_3). A la base des profils dans les faciès rocheux, ces oxydes ne montrent pas de variation importante, sauf dans quelques cas où les écarts résultent probablement de défauts d'homogénéité des roches mères. Puis, au niveau des arènes plastiques (terme D), le fer total est presque toujours en quantité inférieure à sa quantité initiale. Dans les deux horizons suivants (C et B), on note par contre un enrichissement constant, moins marqué cependant pour les profils dépourvus d'accumulation généralisée. Cette répartition des oxydes de fer, montrant d'abord un déficit puis un excédent en allant de bas en haut, doit être soulignée. En surface enfin, dans l'horizon humifère, le fer redevient le plus souvent déficitaire ; sa mobilisation, quoique moins accentuée que celle de l'alumine, paraît également résulter de l'action de la matière organique.

- *Les bases*. Leurs variations extrêmement rapides ont pu être analysées directement à partir des données brutes fournies par l'analyse chimique (cf. p. 83).

d) Influence de la nature de la roche mère.

Les variations précédentes ne sont pas absolument uniformes : elles caractérisent surtout les 9 profils développés sur granite et sur granodiorite, c'est-à-dire des roches mères relativement acides. Sur diorite quartzique (profils 23 et 34), il apparaît certaines différences d'évolution ; sur dolérite (profil 17-19), les différences sont probablement plus sensibles encore, mais comme le raisonnement iso-quartz n'est pas applicable la comparaison est difficile. De toute façon l'échantillonnage correspondant à ces roches est restreint, les tendances qu'il révèle sont simplement indicatives.

Les altérations des profils 23, 34 et 17-19 se singularisent non seulement par une richesse plus grande en gibbsite et en oxydes de fer (cf. chap. I, p. 45), mais aussi par deux caractères géochimiques :

- la désilicification est plus brutale à la base des profils,
- les variations du fer et de l'alumine semblent moins importantes, même au sommet dans la zone d'influence de la matière organique.

Tout se passe comme si ces deux éléments étaient moins mobiles que sur roche acide. Ce point qui mérite confirmation peut être rapproché du fait expérimental signalé précédemment : dans les altérations dérivant de diorites et de dolérites, les fortes teneurs de fer s'accompagnent d'un certain blocage de l'alumine (cf. p. 73). Il est possible que ce phénomène soit à l'origine de la divergence d'évolution entre roches acides et roches basiques.

4/ En guise de conclusion : validité des variations "absolues"

Il faut pour terminer apprécier la valeur des résultats précédents. Les variations "absolues" mises en évidence sont approximatives, il faut le rappeler, puisqu'elles ont été établies en se référant à un étalon (le quartz) imparfait. Les défauts de cet étalon sont les suivants :

- en premier lieu sa répartition n'est pas parfaitement uniforme ; mais cette source d'erreur, de caractère accidentel, ne réduit pas la signification de variations régulières comme celles qui se manifestent.
- en second lieu, l'étalon peut subir des pertes sensibles, non seulement au début (ces pertes initiales ont été corrigées), mais aussi dans les phases ultérieures de l'altération ; cependant, même dans ce cas, la plupart des variations "absolues" restent réellement significatives ; il est facile de le comprendre.

En effet l'erreur éventuelle introduite par cette cause est toujours dans le même sens ; elle aboutit à des résultats qui sont tous par excès, et cela de façon croissante de bas en haut des profils, au fur et à mesure que les pertes de quartz augmentent : la formule utilisée pour le calcul des résultats, $p = T. Ac/A'$ (cf. p. 89), montre bien que si A' est inférieur à ce qu'il devrait être par suite de pertes non prévues, la valeur obtenue pour p est supérieure à la valeur réelle.

L'incidence d'une telle erreur sur les variations existant le long des profils est la suivante : les augmentations notées de bas en haut peuvent être sur-estimées et les diminutions sous-estimées. Mais cela ne suffit pas à remettre en cause les principaux traits de l'évolution et *a fortiori* toutes les variations, également pleines de significations, qui traduisent un comportement différentiel des constituants (par exemple amplitude différente des maxima de SiO_2 , Al_2O_3 et Fe_2O_3 en B, des maxima de kaolinite et de gibbsite dans les profils à accumulation généralisée). Trois caractères d'importance primordiale paraissent en tout cas incontestables : la répartition contrastée du fer le long des profils, la forte mobilité de l'alumine en surface et l'existence de deux types d'évolution distincts dans la tranche superficielle (sur roches granitiques ou apparentées).

II – BILANS-TYPES D'ALTERATION ET MIGRATION DE MATIERE

Il reste à présenter une étude synthétique des variations en "vraie grandeur", analysées dans le paragraphe précédent ; l'objectif est d'effacer au maximum les variations accidentelles ou parasites, étrangères au phénomène étudié, celles qui résultent notamment de défauts d'homogénéité des roches mères ou de conditions particulières propres à chaque profil, pour mettre mieux en évidence l'évolution moyenne produite par l'altération. Une fois cet objectif atteint, il sera plus facile de tirer quelques conclusions simples et générales.

Plusieurs questions préalables se posent avant d'entreprendre ce travail de synthèse ; quelle méthode d'étude doit-on utiliser ? Quels échantillons faut-il sélectionner ? Quelle est la signification des variations moyennes mises en évidence ?

A - QUESTIONS PREALABLES

1/ Méthode d'étude

Pour apprécier les tendances générales à chaque étape caractéristique de l'évolution, il faut évidemment procéder en faisant des moyennes. On peut par exemple calculer la quantité moyenne

d'un constituant à un niveau donné ; on dispose d'un assez grand nombre d'échantillons à chaque niveau pour que de telles moyennes aient un sens. Cependant les roches mères, quoique voisines (granites, granodiorites et diorites quartziques), ne sont pas absolument identiques ; ainsi leur teneur en quartz varie de 19 à 37 %, leur teneur en silicates ferro-magnésiens est encore plus étalée ; le point de départ n'est pas tout à fait le même ; il est donc à craindre que des moyennes simples de ce genre ne dissimulent certaines variations significatives.

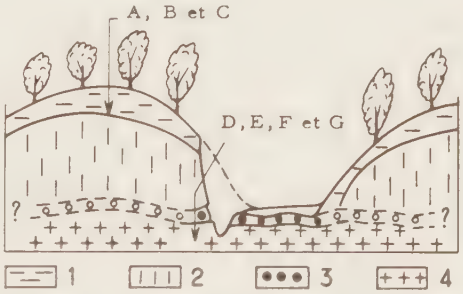
Aussi il paraît plus intéressant de raisonner sur les taux de variation de chaque constituant ; ce taux s'obtient en faisant le rapport de la quantité du constituant dans un niveau donné à sa quantité initiale dans la roche mère. Ainsi les variations sont amplifiées et les différences initiales sont éliminées. Les valeurs moyennes de ces taux ont alors toute chance de refléter au mieux toutes les variations caractéristiques de l'altération, et cela de façon très suggestive : comme l'on compare des quantités exprimées en "vraie grandeur" et non pas des teneurs, un taux égal à l'unité (ou à 100 %) indique l'absence de variation, un taux égal à 50 % une diminution de moitié, un taux égal à 200 % un doublement..., entre la roche mère, point de départ, et le niveau d'altération considéré.

Les bilans-types d'altération ainsi conçus consistent à définir les taux de variation, pour chaque constituant, aux différentes étapes de l'évolution. Quatre bilans-types ont été établis : trois pour les principaux constituants chimiques considérés séparément, SiO_2 combinée, Al_2O_3 et Fe total, le quatrième pour la matière minérale prise globalement, de façon à pouvoir apprécier l'évolution d'ensemble. Les quatre bilans résument à eux seuls la plupart des variations intéressantes produites par l'altération. Les autres constituants ne posent pas de problème : le quartz est pratiquement inerte, les alcalins et les alcalino-terreux sont en quasi totalité évacués dès la base des profils.

2/ Sélection des échantillons

C'est une autre question préalable : doit-on utiliser pour cette étude tous les prélèvements analysés ou seulement ceux dont les caractères morphologiques et géologiques sont suffisamment voisins ? Il est évidemment préférable d'opérer une sélection : les bilans n'ont de sens que si tous les échantillons comparés ont des conditions de gisement à peu près semblables. Les critères de sélection furent les suivants :

- échantillons dérivant de roches mères de composition assez voisine (granite à diorite quartzique) ;
- échantillons répartis dans les profils de façon identique : les trois termes de surface A, B et C, respectivement entre 0 et 0,5 m, 0,5 et 2,5, 2,5 et 5 m de profondeur ; le terme D, représentant les altérations meubles profondes, à plus de 5 m de profondeur ; les termes E et F, représentant les roches altérées, au contact du substratum ;
- échantillons provenant de stations comparables (cf. fig. 20) : les trois termes supérieurs A, B et C, prélevés au sommet de reliefs, les trois termes inférieurs dans de fraîches entailles d'érosion.



--Profil de la colline avant l'érosion récente

FIGURE 20 - Répartition schématique des termes d'altération dans le paysage.
1 = horizons superficiels (termes A, B et C) ;
2 = arènes plastiques (terme D) ;
3 = roches altérées (termes E et F) ;
4 = roches saines (terme G).

Dans ces conditions, les échantillons retenus pour les bilans sont tous répartis d'une façon analogue dans le paysage ; l'évolution géochimique a toute chance d'être partout la même.

Tous les échantillons qui ne répondent pas aux normes précédentes ont été éliminés. Ces échantillons sont les suivants (cf. p. 24) : C du profil 6, C et EB du profil 14, E du profil 34, A, B et C des profils 23 et 34, dont l'évolution est différente de celle des autres profils (cf. p. 95). On a en outre laissé de côté la partie supérieure du profil 2, visiblement hétérogène, tout le profil 1583 dont la roche mère n'est probablement pas représentative (cf. p. 89) et naturellement tout le profil 17-19 sur dolérite.

Malgré cet allègement important, l'échantillonnage à étudier reste vaste : 6 termes F (profils 14, 20, 22, 893, 912, 1421), 6 termes E (répartis entre les profils 14, 22, 23, 912), 9 termes D (profils 2, 14, 20, 22, 893, 912), 8 termes C (profils 893, 912, 1421), 15 termes B ou B C (profils 14, 20, 893, 912, 1421), 10 termes A ou AB (profils 6, 14, 20, 893, 912, 1421) ; soit au total 54 échantillons. Les échantillons correspondant aux quatre termes supérieurs (A à D) dérivent tous de granites ou de granodiorites (quartz compris entre 24 et 37 %, micas généralement compris entre 10 et 20 %, peu ou pas d'amphibole ; pour plus de détails, cf. tableaux IV et V, p. 79 - 82). Les échantillons correspondant au terme E dérivent de roches mères dont la composition est un peu plus variée (granite à diorite quartzique) ; mais il s'agit toujours de roches grenues quartzo-feldspathiques relativement claires

L'analyse des résultats "en vraie grandeur" (cf. tableaux VII et VIII) montre que, pour les échantillons d'altération encore feldspathiques (termes F), les écarts d'un échantillon à l'autre peuvent être considérables. Cela résulte du fait que l'évolution commence de façon très rapide, par suite de la grande vitesse de destruction des feldspaths : deux échantillons presque contigus et d'apparence semblable peuvent avoir des compositions nettement différentes. Il est dans ces conditions assez arbitraire de vouloir dégager une composition moyenne caractéristique de cette étape. Il n'est du reste pas nécessaire d'en tenir compte dans les bilans, car les variations de SiO_2 combinée, de Al_2O_3, et du fer total, qui s'amorcent là, sont de même sens que celles caractérisant l'étape suivante : départ rapide de silice combinée, perte réduite d'alumine, faibles variations du fer en plus ou en moins. Un rapide coup d'oeil sur les résultats analytiques relatifs aux 6 échantillons F dont on dispose suffit pour s'en assurer. On en fera donc abstraction.

A l'intérieur de chacun des cinq autres niveaux d'altération (termes E à A), les variations sont beaucoup plus progressives ; on peut par conséquent dégager des moyennes valables pour tous les échantillons d'un niveau donné, même lorsque leur degré d'évolution n'est pas tout à fait semblable.

3 / Signification des bilans-types

Les bilans ne portent en définitive que sur des échantillons :

- dont les roches mères sont de composition voisine,
- dont la répartition dans le contexte géologique est identique,
- dont les caractères chimico-minéralogiques sont assez homogènes à l'intérieur de chacun des cinq niveaux considérés.

Comme par ailleurs, les conditions bio-climatiques sont à peu près uniformes et les paysages monotones (cf. planche I), la séquence d'altération doit toujours être semblable d'un site à l'autre.

Cette séquence-type paraît illustrer la succession normale produite par l'altération latéritique. On entend par succession normale celle qui se développe habituellement au sein des massifs d'altération sous grande forêt, à l'écart des versants et des thalwegs où l'évolution peut être autre. C'est bien le cas pour les quatre termes supérieurs de la séquence, on le voit sur la figure 20 : les termes A, B et C proviennent de profils situés en position culminante, les termes D (prélevés à la faveur de fraîches morsures d'érosion) correspondent aux altérations profondes, sûrement analogues à celles qui se trouvent à la verticale de A, B et C. Seuls les deux termes de base posent un problème, ainsi qu'on l'a déjà souligné (cf. p. 57). On ne sait au juste s'ils caractérisent les phases initiales de l'altération correspondant aux roches profondément enfouies (altération avant l'érosion) ou aux roches affleurantes (altération après le creusement des versants). Dans le premier cas, la séquence-type est bien continue de F à A ; dans le second cas, les 2 termes de base illustrent une évolution qui n'est peut-être pas identique à celle qui se produit au coeur des massifs sous la couverture argileuse. Il faudra s'en souvenir dans l'interprétation des résultats.

Ce problème mis à part, tous les autres termes (de G à D et de D à A) paraissent dériver les uns des autres selon une filiation directe. Ils traduisent l'évolution latéritique habituelle depuis le front argileux d'altération, au toit du substratum, jusqu'aux horizons pédologiques individualisés en surface, et cela dans le cas de vieilles surfaces pénéplanées, à relief à peine marqué (cf. planche I). L'objet des bilans-types est de dégager les tendances géochimiques moyennes de cette évolution, indépendamment des variations locales ou accidentelles dues à des particularités biologiques, topographiques ou géologiques ; c'est dire l'intérêt de tels bilans.

B - BILANS DE L'ALTERATION LATERITIQUE

1/ Taux moyens de variation, niveau par niveau, des profils guyanais

Les données servant à la détermination des taux moyens de variation pour les cinq niveaux considérés sont groupées dans l'Annexe VIII. La détermination de ces taux est faite à partir des résultats en "vraie grandeur" obtenus par le raisonnement à quartz constant corrigé (cf. tableau VII et VIII, p. 90 - 91). Les moyennes et les valeurs extrêmes des taux de variation de SiO_2 combinée, de Al_2O_3 et du fer total sont présentées pour chacun des cinq niveaux sur le tableau IX, ainsi que les variations correspondant à l'ensemble de la matière minérale.

NIVEAU D'ALTERATION		(1) SiO_2 comb. en %	(2) Al_2O_3 en %	(3) $FeO + Fe_2O_3$ en %	(4) MASSE UNITE de matière minérale
A	I	11,4 (7,2 à 17,7)	27,2 (14,3 à 42,3)	64,1 (30,1 à 118,4)	1,07 (0,96 à 1,24)
	II	21,8 (14,0 à 36,8)	71,1 (38,1 à 109,1)	93,0 (41,8 à 138,0)	1,48 (1,10 à 1,87)
B	I	28,8 (21,2 à 36,7)	67,3 (51,5 à 86,9)	120,0 (97,8 à 156,3)	1,49 (1,31 à 1,69)
	II	40,6 (27,1 à 51,0)	126,9 (81,2 à 166,5)	194,5 (121,3 à 273,0)	2,09 (1,65 à 2,55)
C	I	40,8 (31,1 à 54,7)	87,6 (72,3 à 104,1)	104,5 (87,2 à 123,5)	1,72 (1,53 à 1,98)
	II	51,1 (46,4 à 55,8)	108,9 (97,8 à 120,0)	127,5 (110,0 à 145,0)	2,01 (1,87 à 2,16)
D		39,7 (31,8 à 49,1)	88,6 (76,8 à 106,3)	76,2 (25,2 à 125,0)	1,70 (1,56 à 1,83)
E		20,0 (6,4 à 42,6)	94,2 (82,7 à 105,5)	106,3 (60,4 à 200)	1,56 (1,23 à 1,80)
G		100	100	100	2,60 à 2,75

TABLEAU IX. - Moyennes et valeurs extrêmes (entre parenthèses) des bilans-types d'altération.
- Pour la silice combinée, l'alumine et le fer total (colonnes 1 à 3), chaque terme des bilans représente le "taux de variation" au niveau d'altération considéré (en % de la quantité initiale) ;
- Pour la matière minérale prise globalement (colonne 4), chaque terme représente "la masse unité", c'est-à-dire la masse correspondant à celle initialement contenue dans le volume unité.
Les deux évolutions distinctes existant en A, B et C apparaissent l'une sur les lignes I (profils sans accumulation "généralisée"), l'autre sur les lignes II (profils à accumulation" généralisée").

Ce tableau et la figure qui l'illustre (fig. 21) appellent les commentaires suivants :

a) Au niveau E (roches décomposées), la silice combinée ne représente plus en moyenne que 20 % de la quantité initiale ; l'alumine est beaucoup plus stable, il en reste encore 94 % ; le fer total paraît lui en faible hausse, son taux de variation est égal à 106 %. Les écarts d'un échantillon à l'autre sont réduits pour Al_2O_3, mais forts pour SiO_2 combinée : la désilicification paraît moins importante sur roche mère acide (granite) que sur roche mère intermédiaire (diorite quartzique). Les écarts sont également considérables pour le fer ; ils proviennent pour une large part, semble-t-il, de défauts d'homogénéité antérieurs à l'altération, défauts qui se manifestent davantage sur les constituants en faible teneur (comme le fer) que sur les constituants principaux (cf. à ce propos la remarque de la p. 86). Aussi la faible hausse notée pour le fer n'est pas forcément significative. La baisse de Al_2O_3 l'est par contre très probablement : les observations faites au chapitre I (p. 54) prouvent que cet oxyde est relativement mobile au début de l'altération ; l'ordre de grandeur de la perte moyenne chiffrée ici (6 %) paraît assez vraisemblable.

b) Au niveau D (arènes plastiques), la silice est moins déficitaire qu'au niveau précédent : son taux moyen de variation est égal à 40 %, chiffre assez sûr, car tous les résultats sont bien groupés. Les faibles départs d'alumine déjà observés en E se poursuivent avec une intensité comparable : ainsi il ne reste plus en D que 86 % de l'alumine originelle. Le comportement du fer est également significatif : cet élément apparaît en baisse dans presque tous les échantillons ; son taux moyen de variation (76 %) indique même une diminution plus accentuée que celle de l'alumine.

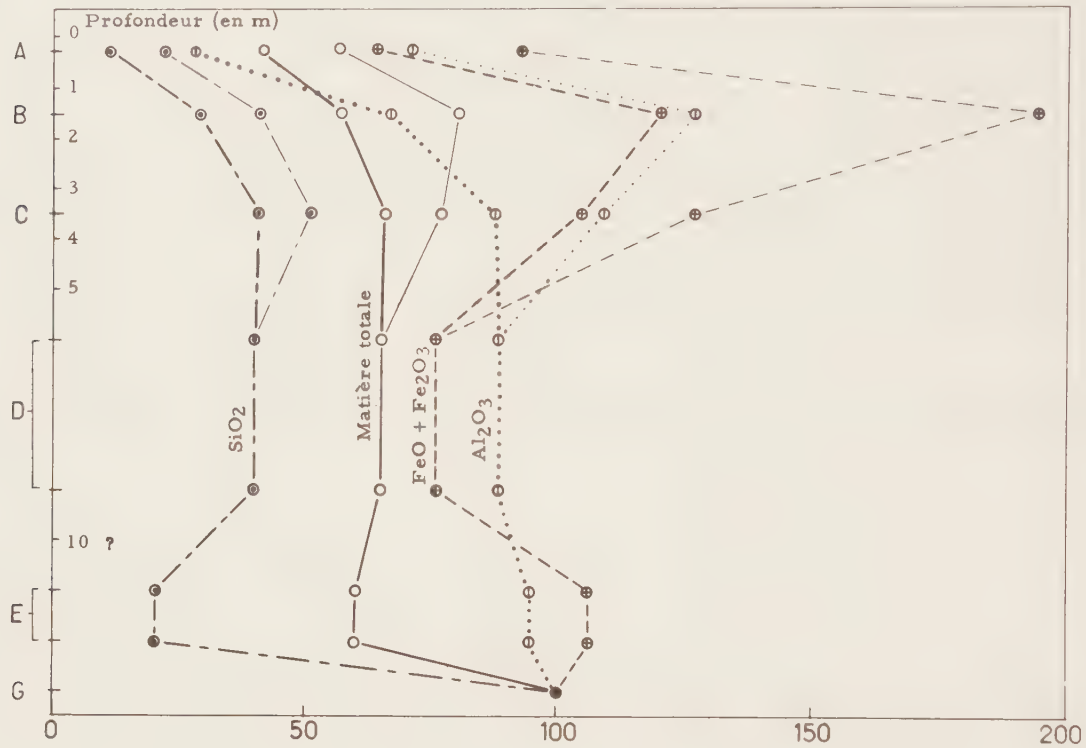


FIGURE 21 - Taux moyens de variation (en % de la quantité initiale), à chaque niveau d'altération, pour la silice combinée, l'alumine, le fer et la matière minérale prise globalement (en abscisses les % ; en ordonnées les niveaux d'altération figurés avec leur épaisseur relative).

Les deux évolutions distinctes existant en A, B et C sont représentées l'une avec des traits forts (profils sans accumulation "généralisée"), l'autre avec des traits fins (profils à accumulation "généralisée").

c) A partir des niveaux suivants, C, B et A, il faut distinguer, on l'a vu, deux types de profils selon qu'il existe ou non une accumulation généralisée. Les différences d'un type à l'autre sont encore peu marquées en C, elles s'intensifient en B et en A ; elles n'existaient pas de façon significative en D.

- Dans les profils sans accumulation généralisée (profils 6, 912, 1421, et probablement 22), les pertes de SiO_2 combinée et de Al_2O_3, sensiblement invariables entre D et C, augmentent d'une façon rapide et régulière de C en B et de B en A : les taux moyens de variation passent de 41 à 29, puis à 11 % pour la silice combinée, et de 88 à 67 puis à 27 % pour l'alumine. Les écarts d'un échantillon à l'autre pour un horizon donné sont réduits, surtout en B et en A, pour lesquels les taux extrêmes ne se recouvrent même pas ; la diminution progressive de SiO_2 combinée et de Al_2O_3 en s'approchant de la surface du sol paraît donc incontestable. Le comportement du fer est tout différent : cet élément apparaît en hausse sensible de D en C, puis de C en B (taux moyens de variation passant respectivement de 76 à 104 puis à 120 %), puis il diminue très nettement dans l'horizon humifère où le taux moyen est seulement 64 % ; il y a donc un maximum de fer assez bien marqué en B. On remarque que ce maximum ne se manifeste aucunement dans la courbe de poids de la matière minérale prise globalement (cf. fig. 21). Cela s'explique aisément, car le fer est un constituant beaucoup moins abondant que la silice combinée et que l'alumine : son accumulation en B met en jeu des quantités de matières inférieures à celles correspondant au départ des autres constituants.

- Dans les profils à accumulation généralisée (profils 14, 20 et 893), la silice combinée, l'alumine et le fer montrent des variations à peu près parallèles : hausses de D en C pour ces trois constituants, se poursuivant de C en B pour l'alumine et surtout pour le fer, puis rapide diminution commune de B en A. Le maximum de la silice combinée semble se produire un peu plus en profondeur et de façon moins marquée que les autres maxima ; celui du fer est le plus intense. Ainsi en B, le fer paraît en moyenne deux fois plus abondant que dans la roche mère et presque trois fois plus abondant que dans les arènes plastiques. Pour l'alumine, le maximum correspondant à B ne représente qu'une augmentation de 27 % par rapport à la roche mère et de 43 % par rapport aux arènes plastiques. De B en A, la diminution de la silice combinée, de l'alumine et du fer est aussi rapide que dans les profils du type précédent, mais les variations se font à l'intérieur de limites beaucoup plus élevées ; ainsi par exemple la quantité de fer ne devient en A qu'à peine inférieure à sa quantité initiale dans la roche mère ; de même le poids total de matière minérale ne descend guère en A au-dessous de la valeur qu'elle présente en B dans les profils sans maximum ; l'existence d'une accumulation généralisée ne paraît donc nullement liée à une augmentation du déficit de l'horizon superficiel.

En conclusion, l'évolution le long des profils peut être résumée comme suit :

- faibles variations d'alumine et de fer, très forte diminution de silice combinée pendant la formation des altérations rocheuses ;
- pertes sensibles d'alumine et surtout de fer quand on passe aux couches meubles profondes (arènes plastiques), où la désilicification apparaît cependant moins importante qu'au niveau précédent ;
- à partir de l'horizon C, c'est-à-dire dans la tranche des 5 mètres superficiels, il faut distinguer deux types de profils : tantôt la silice combinée et l'alumine diminuent progressivement jusqu'à la surface, seul le fer montre un maximum en B ; tantôt ces trois constituants s'accumulent simultanément en B, et d'une façon plus marquée pour l'alumine et surtout pour le fer que pour la silice combinée.

Telles sont les variations géochimiques essentielles le long des profils guyanais. Il paraît difficile de contester leur existence et ceci pour deux raisons : d'une part les résultats correspondant à chaque niveau sont assez bien groupés ; d'autre part aucune erreur systématique ne peut expliquer l'ensemble de ces variations. On a déjà souligné (p. 96) que celles-ci subsisteraient sans grande modification, si l'étalon servant aux mesures (le quartz) subissait des pertes sensibles en surface, en plus de celles qui ont été corrigées : les baisses seraient même accentuées ; seules les hausses pourraient être atténuées. Quoiqu'il en soit, la répartition contrastée du fer (et parfois de l'alumine) de bas en haut des profils ainsi que l'existence de deux évolutions distinctes dans la tranche superficielle ne seraient nullement remises en cause ; la réalité de ces caractéristiques paraît solidement fondée.

2/ Comparaison avec d'autres bilans d'altération latéritique ; tendances communes

Pour apprécier la portée des résultats précédents, il est indispensable de les comparer avec ceux obtenus par d'autres auteurs dans des études du même genre (Harrison, 1933 ; Bonifas, 1959 ; Leneuf, 1959 ; Delvigne, 1965). Malheureusement la comparaison est extrêmement difficile car les termes d'altération considérés ne sont pas toujours les mêmes ; de plus leur situation sur le terrain n'est généralement pas analogue ; enfin la méthode de raisonnement utilisée pour établir les bilans n'est pas uniforme : certains auteurs raisonnent à Al_2O_3 constant, d'autres à volume constant ; le raisonnement iso-quartz n'est presque jamais appliqué.

Il n'est donc pas surprenant que les variations "en vraie grandeur" mises en évidence ne soient pas toujours concordantes. L'analyse détaillée de chaque cas serait extrêmement féconde, mais, dans un souci de concision, on se contentera ici de dégager les tendances communes et de motiver, chaque fois que possible, les principales divergences. Cela permettra du moins de faire la part entre les résultats que l'on peut considérer comme acquis et ceux qui prêtent encore à discussion. Cet effort de synthèse s'inscrit dans le sens des recommandations formulées récemment par Routhier (1966).

Voyons ce qu'il en est, élément par élément.

a) En ce qui concerne les bases, leur comportement lors de la latéritisation est bien connu : toutes sont rapidement et totalement évacuées, à l'exception de K qui subsiste parfois en quantité notable jusqu'en haut des profils, surtout sur roche mère riche en micas ; Na et Ca sont les plus mobiles ; Mg enfin a un comportement variable, souvent par suite des différences d'altérabilité des minéraux primaires où cet élément est inclus. Le problème de la mobilité relative de ces

bases a été longuement discuté au début du chapitre (cf. p. 83). Il importe surtout ici de souligner que les quatre bases ne s'accumulent jamais, à quelque niveau que ce soit, pour autant bien sûr qu'il s'agisse de profils latéritiques typiques, c'est-à-dire normalement drainés.

b) Pour l'alumine, le problème est beaucoup plus complexe. Certains auteurs (Harrison, 1933 ; Leneuf, 1959) ont postulé que ce constituant est invariant. Cependant des observations précises (cf. p. 54) et les résultats des bilans iso-quartz présentés ici ont montré qu'il n'en est rien. Déjà en 1959 Bonifas, raisonnant à volume constant sur des produits d'altération latéritique à texture originelle conservée, mettait en évidence des variations positives ou négatives de l'alumine, comme du reste du fer, pour différents profils d'Afrique occidentale. L'amplitude de ces variations peut même être considérable ; on le constate par exemple sur les cornéennes de Koulouba (Mali), où le passage à la roche kaolinisée s'accompagne d'une perte très importante de fer et d'une hausse sensible d'alumine (taux de variation correspondant : 46 et 124 %) ; on le voit aussi sur les syénites néphéliniques des Iles de Los (Guinée), où le passage au faciès "pierre ponce" s'accompagne d'une perte notable de fer et d'un gain énorme d'alumine (taux de variation correspondant : 68 et 191 %). Sur roche basique (dolérite), les variations accompagnant le passage au faciès "pain d'épice" se font souvent en sens inverse. Mais Bonifas ne donne pas d'exemple concernant l'altération de granites, problème qui nous intéresse ici ; il n'y a par conséquent pas lieu de s'attarder. Il faut seulement retenir que, dès les étapes initiales de la latéritisation, l'alumine et le fer sont loin d'être invariants.

Les résultats obtenus en Côte d'Ivoire par Delvigne (1965), également à l'aide du raisonnement isovolumétrique, mais sur roche granitique cette fois, confirment la mobilité de l'alumine : dans les altérations rocheuses sur granite noritique de la région du Tonkoui, comme sur granodiorite de la région d'Ayamé, l'alumine est généralement moins abondante que dans les roches saines ; elle diminue souvent de 20 à 30 % par rapport à sa quantité initiale. Dans les altérations argileuses ("argiles bariolées" emballant ou recouvrant les altérations rocheuses), Al_2O_3 est plutôt en hausse, au moins par rapport aux échantillons rocheux altérés.

Ces variations en sens contraire selon le niveau considéré rappellant celles mises en évidence dans certains profils guyanais : départs appréciables d'alumine à la base des profils, gains au sommet. La seule divergence serait que, dans le cas des profils guyanais, le minimum d'Al_2O_3 correspond non pas aux roches altérées, mais aux arènes plastiques ; mais cette divergence n'est qu'apparente, car les profils ne sont pas absolument comparables : le niveau d'arènes plastiques ne paraît pas exister dans les profils étudiés par Delvigne, ni du reste dans ceux de Harrison et de Leneuf. Les argiles bariolées de Delvigne, réparties dans la tranche des 3 ou 4 m superficiels, et donc équivalentes aux termes B et C des profils guyanais, passent directement aux faciès d'altération rocheux ; leur excédent en alumine, auquel correspond un déficit au niveau immédiatement sous-jacent, traduit une évolution assez semblable à celle de nos profils à accumulation généralisée.

c) Pour le fer, l'étude comparée des bilans est moins riche d'enseignements, car cet élément a un comportement assez irrégulier ; tous les auteurs le soulignent.

Les deux bilans d'altération établis à Al_2O_3 constant, que Harrison présente pour deux granites alcalins de Guyane anglaise, montrent que diminution progressive du fer de bas en haut. Les bilans iso-alumine de Leneuf, relatifs à différents granites et granodiorites de Côte d'Ivoire, indiquent de leur côté des variations en sens contraires dans les altérations rocheuses, puis dans les argiles une tendance à l'augmentation, sinon toujours par rapport aux roches altérées, du moins par rapport aux roches saines. Le rapport Fe/Al n'évolue donc pas de la même façon que dans les profils de Harrison.

Pour Delvigne, raisonnant lui à volume constant, le fer varie souvent de façon opposée selon les échantillons ; cependant il a plutôt tendance à diminuer, surtout dans les profils de bas de pente, pendant la formation des altérations rocheuses et à augmenter pendant celle des altérations argileuses. Les variations sont en somme parallèles à celles de l'alumine quoique, au niveau des argiles, les maxima respectifs n'aient pas toujours lieu exactement à la même profondeur et que la variation du fer par rapport à la roche saine reste plus souvent négative que celle de l'alumine ; cela revient à dire que le rapport Fe/Al a plutôt tendance à diminuer quand on passe aux argiles superficielles comme dans les profils de Harrison, et contrairement à ce que l'on observe dans les profils de Leneuf et dans nos profils guyanais.

d) Pour la silice combinée, tous les bilans montrent une variation négative, se manifestant dès les premières étapes de l'altération. Cependant, des divergences apparaissent selon les auteurs quand il s'agit de préciser l'importance de cette diminution à chacun des niveaux-types des profils.

- Sur roche basique ou intermédiaire, on considère habituellement que la désilicification est quasi-totale, conformément aux vues de Harrison : ainsi prennent naissance directement au contact des roches saines les "latérites primaires", dans lesquelles les seules quantités appréciables de SiO_2 susceptibles d'exsister sont sous forme de quartz. On considère également (Harrison, 1933 ; Ellis, 1952 ; D'Hoore, 1954) que le passage aux terres latéritiques, souvent superposées aux latérites primaires, nécessite une résilicification partielle ; il existe donc, de bas en haut des profils, un minimum de silice au niveau des faciès rocheux d'altération.
- En ce qui concerne les profils sur roches acides par contre, les points de vue diffèrent. On a admis ici que la phase "latérite primaire" existe aussi, au moins au début de l'histoire des profils (cf. p. 61) ; si cette phase ne se manifeste plus par la suite, c'est que le pédo-climat cesse d'être favorable à l'élimination de la silice dès que les profils deviennent un tant soit peu profonds. Le chimisme de la roche mère ne serait pas directement en cause. Selon cette conception on ne peut écarter l'éventualité d'un certain apport de silice, lié à la formation des altérations argileuses. Ce point de vue n'est pas toujours admis. Pour Harrison, la désilicification sur roche acide n'est que partielle et les départs de silice sont progressifs au fur et à mesure que la kaolinisation s'accentue : ses bilans iso-alumine sur granite montrent une diminution régulière de la silice totale de bas en haut des profils. Les bilans de Leneuf aboutissent à un résultat semblable : la silice totale paraît généralement moins abondante dans les niveaux argileux que dans les roches altérées sous-jacentes (sauf dans le cas d'altérations mal drainées) ; Leneuf suppose même qu'il se produit souvent une perte assez considérable de quartz.

Cependant, les enseignements tirés des bilans iso-alumine sont discutables, puisque l'alumine peut présenter des variations considérables, comme on vient de le voir. Il convient donc de réinterpréter les bilans de Harrison et de Leneuf, en tenant compte des variations probables de Al_2O_3. Le raisonnement est simple : si, au lieu d'être constant, l'alumine est en baisse dans les altérations rocheuses et en hausse dans les altérations argileuses de la tranche superficielle, comme cela se produit pour les profils à accumulation généralisée, il s'en suit automatiquement que :

- dans les altérations rocheuses, les départs de silice sont en réalité beaucoup plus importants que cela apparaissait dans les bilans iso-alumine.
- dans les altérations argileuses, ils peuvent être par contre bien moindres.

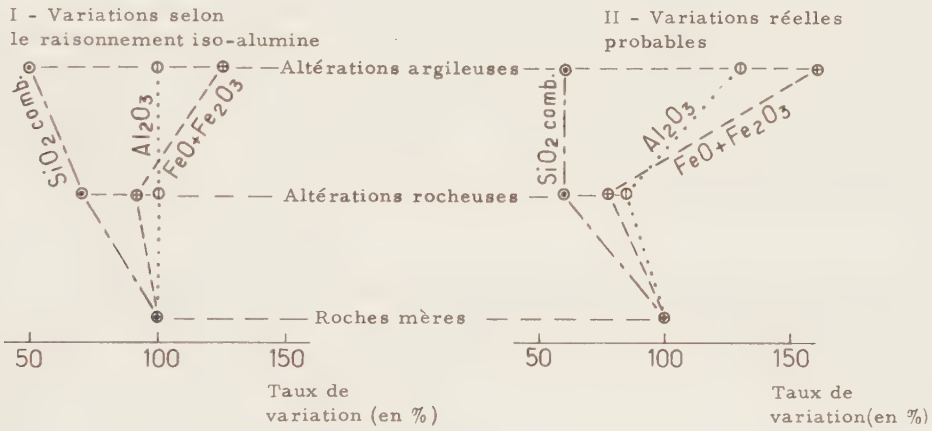


FIGURE 22 - Variations de SiO_2 combinée, de Al_2O_3 et du fer total au niveau des altérations rocheuses et argileuses, (I) en supposant Al_2O_3 constant, (II) en tenant compte de ses variations probables.

Les altérations argileuses considérées ici correspondent à celles observées en B et C dans les profils à accumulation généralisée.

En raisonnant ainsi on voit même que, si l'augmentation d'Al_2O_3 est suffisamment accentuée quand on passe des altérations rocheuses aux altérations argileuses, la variation de silice peut en fait montrer un minimum comme dans les profils à "latérite primaire". Un simple coup d'oeil sur le schéma de la figure 22 suffit pour le comprendre.

Bref dans de nombreux cas, le passage aux argiles latéritiques pourrait bien correspondre à une resilicification. Delvigne ne conclut pas de façon décisive à ce sujet : pour lui, le déficit de silice, très accentué dès l'étape initiale dans les altérations rocheuses, se maintient, augmente ou diminue selon les cas quand on passe aux "argiles bariolées". Il semble toutefois que la désilicification initiale soit plus marquée dans les profils les mieux drainés, situés en sommet de versant. Les profils guyanais ne permettent pas non plus de trancher la question, car leurs termes rocheux d'altération, prélevés en pied de versant, ne correspondent peut-être pas à ceux qui se forment sous un épais recouvrement (cf. p. 98) : le minimum en silice des échantillons E n'est pas forcément représentatif de toutes les altérations rocheuses.

3/ Conclusions sur les bilans ; confrontation de leurs résultats avec certaines données expérimentales

Malgré les différences d'échantillonnage et de méthode d'étude, les bilans précédents s'accordent sur plusieurs points. L'altération latéritique des roches granitiques paraît être définie :

- par une forte désilicification dès la base des profils, allant avec l'évacuation de la quasi-totalité des bases et s'accompagnant de variations déjà sensibles pour l'alumine et le fer,
- par des variations très intenses d'alumine et de fer dans la zone de pédogenèse (tranche des 4 ou 5 m superficiels).

Pour le reste les indications recueillies sont encore sujettes à discussion. L'existence d'un minimum constant de silice dans les altérations rocheuses n'est pas toujours reconnue. En outre, le jeu respectif de l'alumine et du fer n'est pas parfaitement élucidé : tantôt c'est le fer qui s'accumule en surface, tantôt c'est l'alumine, tantôt ils s'accumulent ensemble. Enfin, les zones de départ d'où proviennent ces deux éléments ne sont pas toujours clairement identifiées. Il faudrait appliquer le raisonnement iso-quartz sur différents terrains pour savoir si le déficit marqué de fer et d'alumine, qui caractérise les niveaux profonds dans les altérations guyanaises, est un phénomène général ou non.

Le fait peut-être le plus important, car souvent négligé, est la relative mobilité de l'alumine. Du reste les bilans très précis, établis par Pedro (1964) dans son étude sur l'altération par voie expérimentale, apportent à ce sujet des indications irréfutables : des roches silico-alumineuses naturelles, soumises à un intense lessivage à l'eau pure, sans aucun agent chimique et à une température modérée, laissent fuir en s'altérant des quantités non négligeables d'alumine. Avec des morceaux de granite par exemple, 10 % de la quantité initiale d'Al_2O_3 de la zone superficielle altérée sont lessivés. Avec des roches plus altérables, les pertes sont encore plus fortes : pour une lave andésitique (de Volvic) et pour un basalte, elles sont respectivement, dans les mêmes conditions, de 12 et de 28 %. Cette alumine libérée se retrouve dans les lessivats, où elle forme avec la silice des suspensions colloïdales dont les particules sont identifiables au microscope électronique (l'alumine constitue environ 16 % de cette matière séchée dans le cas de suspensions provenant de l'essai sur lave andésitique).

L'alumine ne s'accumule donc pas d'une façon intégrale dans les roches intensément lessivées. Selon Pedro, l'accumulation devient intégrale (ou presque intégrale) seulement en présence d'agents chimiques particuliers, tels CO_2 et SH_2, à des teneurs du reste très supérieures à celle existant normalement dans le milieu naturel ; l'effet immobilisateur de ces agents sur Al_2O_3 est d'autant plus frappant que le départ des autres éléments (SiO_2, bases et surtout Fe et Mg) est au contraire accéléré sous leur influence.

Bref, d'après ces résultats, il n'est pas étonnant que la stabilité absolue de l'alumine paraisse être dans la nature non pas la règle mais l'exception.

C - NATURE PROBABLE DES MIGRATIONS DE MATIERE

1/ Les indications données par les profils guyanais ; leur interprétation

Comme les différents termes d'altération de la séquence-type de Guyane paraissent dériver les uns des autres selon une filiation directe (cf. p. 28), les variations "en vraie grandeur" mises en évidence peuvent servir à analyser les mouvements de matière qui se produisent pendant la différenciation des profils. C'est ce que l'on fera dans cette partie. Toutefois, par suite de l'incertitude concernant les conditions de formation des termes inférieurs (E et F), on ne cherchera pas à interpréter les variations qui se manifestent à ce niveau ; on peut seulement indiquer que malgré leur situation en bas de versant, ces termes ne semblent pas avoir été enrichis par des apports

provenant de l'amont. Mais cela ne suffit pas pour affirmer qu'ils se sont développés en totalité avant le creusement des versants et qu'ils sont analogues aux faciès rocheux altérés présents au coeur des massifs d'altération. C'est en raison de cette incertitude que le niveau des roches altérées a été représenté avec deux figurés distincts sur la figure 20, selon qu'il se trouve enfoui ou non.

Des variations concernant les autres niveaux, telles qu'on peut les suivre sur la figure 21, trois enseignements majeurs semblent se dégager :

- il y a toujours accumulation absolue de fer dans l'horizon B et même dans l'horizon C (cf. taux de variation de fer constamment supérieur à 100 % pour ces horizons), mais elle est plus ou moins intense selon les profils ;
- l'alumine ne s'accumule de la même façon que dans certains cas (trois fois sur huit, en ne considérant que les huit profils formés sur roches mères voisines) et son accumulation est alors moins marquée que celle du fer. Dans les autres cas, elle diminue progressivement des couches profondes à la surface du sol, comme la silice combinée ;
- en D, au niveau des arènes plastiques, l'alumine et le fer ont un comportement parallèle ; ils sont tous deux déficitaires et le fer l'est de façon plus intense.

Il est frappant de constater que c'est le même élément, le fer, qui montre à la fois les minima et maxima les plus accentués. On ne peut certes en conclure que l'excès de fer existant en B et C, correspond approximativement au déficit existant en D ; il faudrait un nombre beaucoup plus grand d'échantillons pour pouvoir l'affirmer. Il faudrait également savoir quelles sont les épaisseurs moyennes des différents niveaux considérés ; la représentation de la figure 21 n'est à ce sujet qu'indicative : les arènes plastiques du niveau D y sont figurées avec une puissance de 5 m, égale à la puissance des 3 horizons superficiels. En fait ces arènes sont d'épaisseur très variable selon les profils ; parfois elles atteignent plusieurs dizaines de m, parfois elles peuvent faire défaut ; il est difficile dans ces conditions de donner un chiffre moyen sûr. On ne peut donc pas savoir s'il existe dans les profils un équilibre entre les pertes et les gains mis en évidence par les bilans.

Mais de toute façon, l'existence de variations du fer en sens opposé, en B et C d'une part, en D d'autre part, paraît indiscutable. Comme on peut difficilement expliquer l'enrichissement constaté en surface par des phénomènes de lessivage oblique, étant donné la situation topographique des échantillons (cf. fig. 20), il est tentant d'admettre qu'il se produit un certain déplacement de matière de bas en haut. Le fait que le fer paraisse plus mobile que l'alumine dans les arènes plastiques et qu'il s'accumule davantage en surface va tout à fait dans le sens de cette interprétation. Il n'est cependant pas question de nier que l'horizon d'accumulation bénéficie d'apports venant de l'horizon humifère ; les profils des taux de variation prouvent que de tels apports existent et qu'ils sont même relativement intenses. Toutefois, dans le cas des profils à accumulation généralisée, l'excès de fer dans l'horizon B paraît sans aucune mesure avec le déficit très faible de l'horizon A : on est amené à supposer que le fer accumulé provient en majeure partie des couches profondes du sol.

Pour l'alumine, le problème est plus complexe : dans les profils montrant un maximum de poids de matière en B, l'enrichissement superficiel pourrait encore se faire aux dépens des couches profondes, pour la même raison que précédemment. Dans les autres profils par contre, la répartition de l'alumine indique que cet oxyde est évacué hors des altérations avec une intensité croissante quand on se rapproche de la surface. Toutefois, même dans ce cas, rien n'empêche de supposer qu'il existe aussi un certain transfert ascendant en provenance des arènes plastiques. L'existence d'un tel transfert n'implique pas forcément la présence d'une accumulation en B ; il est possible que parfois, faute de pouvoir se fixer dans la zone superficielle, l'alumine ne fasse qu'y transiter avant d'être évacuée définitivement.

Un argument sérieux en faveur des interprétations précédentes est le suivant : on ne voit pas pourquoi des transferts ascendants existeraient seulement dans certains profils, alors que les mécanismes susceptibles de les expliquer (déplacements de l'eau souterraine en relation avec l'évaporation et l'évapotranspiration, cf. chap. III ci-après) doivent agir de façon uniforme d'un profil à l'autre, quand les conditions bio-climatiques et géomorphologiques restent analogues. Il est beaucoup plus facile d'admettre que les transferts dus à ces mécanismes généreux se produisent dans tous les cas, mais qu'ils provoquent une accumulation en B seulement lorsque la matière déplacée y est immobilisée de façon assez stable. L'existence de deux types d'évolution distincts, aboutissant à des profils avec ou sans accumulation généralisée, serait selon cette conception la conséquence d'une différenciation ultime d'origine pédologique ; dans certains cas, cette différenciation

respecterait, voire accentuerait, la concentration superficielle des sesquioxydes, produite par le jeu normal des mouvements de matière dans le sous-sol ; dans d'autres cas, cette différenciation effacerait progressivement les effets de ces mouvements.

Il resterait pour appuyer une telle hypothèse à analyser quels peuvent être les facteurs pédologiques dont les variations d'un profil à l'autre expliqueraient la divergence d'évolution constatée. Cette analyse, très complexe, ne sera pas entreprise ici. L'un des facteurs susceptibles d'intervenir pourrait être le type d'humus présent en surface ; comme le problème de la matière organique n'a pas été abordé ici, il est impossible d'en dire davantage. On peut également suspecter l'influence de la durée d'évolution, car la similitude des conditions géomorphologiques n'implique pas forcément que tous les profils aient la même maturité. On peut enfin supposer l'effet de faibles différences de composition chimico-minéralogique des roches mères et des produits qui en dérivent, puisque les bilans d'altération envisagés ici sont relatifs à des formations géologiques qui ne sont pas absolument identiques. Quoiqu'il en soit, l'existence de deux évolutions distinctes ne peut résulter que de causes discrètes et par conséquent difficiles à apprécier, dès lors que les conditions de climat, de station, de roche mère et de végétation sont dans tous les cas voisines.

2/ Autres interprétations en vigueur

Presque tous les auteurs qui ont établi des bilans d'altération ont cherché à expliquer comment les variations mises en évidence se produisent : quelle est la part des mouvements de matière verticaux, descendants ou ascendants, quelle est celle des mouvements latéraux, et cela au niveau de la nappe phréatique ou dans la tranche aérée du sol ?

Les réponses à ces questions sont diverses. Cependant deux conceptions principales s'opposent : pour les uns les seuls mouvements importants de matière se font de haut en bas verticalement et latéralement ; pour les autres il existe également, et parfois de façon prépondérante, des transferts ascendants. Les aspects hydrogéologiques de ce problème ont déjà été traités ailleurs (Lelong, 1966) ; ils seront repris et confrontés avec ses autres aspects au chapitre suivant : ce problème est en effet un des points majeurs de la discussion toujours ouverte sur la genèse des latérites et bauxites.

On se contentera pour l'instant d'examiner quelles sont les interprétations des auteurs qui ont abordé le problème en partant de bilans d'altération.

- Harrison et Leneuf, qui ont raisonné à Al_2O_3 constant, ne pouvaient naturellement pas envisager le problème de la migration de ce constituant. Ils ne semblent pas non plus l'avoir fait pour le fer ; les résultats de leurs bilans sur le comportement relatif de Al et Fe sont du reste, on l'a vu, divergents : dans un cas le rapport Fe/Al diminue de bas en haut des profils, dans l'autre ce rapport semble plutôt augmenter. Harrison devait cependant songer à des migrations descendantes, car, dans un de ses profils où le quartz paraît en excès à la base et en déficit au sommet, il propose l'interprétation suivante : la silice cristalline dissoute dans la partie supérieure des profils serait redéposée dans la zone de désagrégation du granite. L'interprétation est logique si l'alumine servant de référence est réellement constante. On a vu qu'il convenait d'être prudent à ce sujet et on a admis que des deux constituants, quartz et Al_2O_3, c'est généralement le dernier qui est le plus mobile ; dès lors, l'augmentation du rapport quartz sur alumine à la base du profil de Harrison peut être tout simplement due à une perte d'alumine, et la diminution de ce rapport au sommet à un gain d'alumine, comme cela se produit dans les profils à accumulation généralisée.
- Bonifas a abordé le problème des migrations de matière en interprétant les variations chimiques, mises en évidence par la méthode isovolumétrique, le long des profils d'altération de la dunite de Conakry. Cet auteur admet que le fer de la couche indurée superficielle est dissous à l'époque des hautes eaux de la nappe et qu'il se dépose au cours de la saison sèche dans la couche tendre profonde ; comme l'alumine est moins mobile, elle s'enrichit en surface de façon relative. Les principaux transferts de matière se feraient donc, selon cette conception, de haut en bas.
- Delvigne a discuté très longuement ce problème : comparant les variations chimico-minéralogiques de plusieurs profils étagés à différents niveaux sur un même relief, il tente d'expliquer ces variations en considérant l'évolution globale le long de chaque chaîne de sols, considérée dans son ensemble. Selon cet auteur, les enrichissements de sesquioxydes, voire de silice libre, qui se produisent près de la surface au niveau des "argiles bariolées", résultent d'apports de solutions se déplaçant latéralement dans la tranche altérée depuis le sommet des reliefs jusqu'à la base ; les transferts de matière se feraient pour l'essentiel de façon oblique, par translation le long des versants. Cette façon de voir entraîne la conséquence suivante : les accumulations notées en surface ne peuvent en principe se produire que lorsqu'il existe un relief en voie d'altération à l'amont.

3/ Conclusion : possibilité de transferts ascendants dans les profils latéritiques

Ainsi, aucun des auteurs précédents n'envisage l'existence de migration ascendante de matière lors de la latéritisation. Les résultats des bilans guyanais incitent cependant à l'envisager : c'est la manière la plus simple d'expliquer la répartition habituelle du fer (et parfois de l'alumine) le long des profils, répartition montrant un déficit marqué dans le sous-sol profond, auquel correspond un fort excédent près de la surface et en position topographique culminante.

On a du reste vu que, dans les profils à accumulation généralisée, les quantités de matière perdues par l'horizon organique semblent nettement inférieures à celles gagnées par l'horizon d'accumulation. Admettre pour ce dernier une origine purement illuviale obligerait donc à supposer, puisqu'en l'absence de relief à l'amont des apports par lessivage oblique sont peu concevables :

- soit, que les profils sont tronqués, les horizons lessivés ayant été érodés ;
- soit, que ces horizons ont "fondu" sur place, à force d'être amoindris par le lessivage .

La première hypothèse reste possible. La seconde hypothèse rend mal compte du fait que les profils à accumulation généralisée sont précisément ceux où la perte de matière en A paraît la plus faible. De toute façon ces hypothèses n'expliquent pas pourquoi le fer, qui est à la fois moins déficitaire en A et plus déficitaire en profondeur que l'alumine, s'accumule davantage en B que celle-ci.

Il paraît donc plus simple d'admettre que l'horizon d'accumulation bénéficie simultanément des produits de lessivage de l'horizon A et d'apports ascendants provenant de la zone profonde. Telle était du reste la conception autrefois admise (Lacroix, 1934 ; Erhart, 1935 ; Hubert, 1939) et souvent contestée depuis lors ; Duchaufour (1965) cependant ne l'avait pas exclue. On verra pour terminer dans le chapitre suivant comment ces transferts verticaux se combinent avec les mouvements latéraux provoqués par l'écoulement de la nappe, mouvements dont il n'est pas question de nier l'existence.

L'opposition entre cette conception et celle généralement en vigueur aujourd'hui paraît irréductible. Il est possible en fait qu'elle provienne simplement d'une différence fondamentale dans le choix des échantillons : l'échantillonnage étudié ici paraît être le seul qui comporte le niveau d'altération argileux et profond, désigné sous le nom d'arènes plastiques, qui est si bien représenté dans les altérations de granites en Guyane comme ailleurs. Or c'est à ce niveau que se manifestent les déficits constants de fer et d'alumine. Quand les bilans font abstraction de ce niveau, les accumulations de surface perdent une grande partie de leur relief ; dès lors il n'est pas étonnant qu'elles semblent banales : rien n'oblige à les distinguer de simples horizons illuviaux.

III – VARIATIONS DE VOLUME PENDANT L'ALTERATION

On a admis que l'altération se produit sans variation notable de volume tant que les textures initiales sont conservées, c'est-à-dire dans la partie inférieure des profils jusqu'au niveau des arènes plastiques inclusivement. Dans les trois horizons superficiels par contre, les minéraux hérités du substratum ne se trouvent manifestement plus disposés les uns par rapport aux autres comme dans la roche mère ; il est donc possible que des variations de volume soient intervenues pendant la formation de ces horizons, mais on ne peut à première vue rien en dire.

Les résultats en "vraie grandeur" obtenus en se servant du quartz comme étalon (cf. tableaux VII et VIII) permettent cependant d'obtenir certains éclaircissements sur ce problème. Un raisonnement relativement simple suffit à le montrer.

Pour chaque échantillon d'altération, on a porté dans la colonne 16 des tableaux VII et VIII la "masse unité" de matière minérale : c'est la masse dérivant de celle qui était initialement contenue dans un volume unité soit 2,60 (ou 2,75 selon la roche mère), valeur de la densité apparente d_A de la roche mère. Pratiquement on obtient cette masse unité en faisant le produit de 2,60 (ou 2,75) par le poids total de matière minérale de l'échantillon, mesuré à l'aide de l'étalon et exprimé en % du poids initial correspondant (cf. colonne 9 des tableaux).

- Tant que l'altération se produit à volume constant, la masse unité représente exactement la densité apparente du matériau altéré ; on le vérifie aisément pour les échantillons à texture conservée (termes F, E et D), en comparant les valeurs calculées de la colonne 16 aux densités apparentes mesurées (colonne 17). Les écarts généralement faibles existant entre les deux séries de résultats proviennent de ce que les chiffres de la colonne 16 ont été déterminés en raisonnant non pas à volume constant, mais à "quartz constant corrigé" : la correction des pertes de quartz, qui a été

introduite pour rendre le calcul plus exact, est seulement une correction moyenne, valable pour l'ensemble des échantillons F, E et D ; elle n'est rigoureuse que statistiquement (cf. remarques de la p. 89). Ainsi la moyenne des densités apparentes calculées est 2,13 contre 2,15, moyenne mesurée pour les termes F (6 échantillons) ; ces moyennes sont respectivement 1,64 et 1,62 pour les termes E (8 échantillons) et 1,68 et 1,76 pour les termes D (2 échantillons).
- Lorsque la constance des volumes n'est plus assurée, ce qui se produit pour les horizons A, B et C, les chiffres donnant la masse unité peuvent s'écarter plus ou moins considérablement des valeurs de la densité apparente. Si la formation des horizons superficiels s'accompagne d'un tassement, c'est-à-dire d'une diminution de volume, ces chiffres sont évidemment inférieurs aux densités apparentes, telles qu'on peut les mesurer sur le terrain, puisqu'ils ne tiennent pas compte du tassement. Si par contre la formation de ces horizons s'accompagne d'un foisonnement, c'est-à-dire d'une augmentation de volume, ces chiffres sont supérieurs aux densités apparentes mesurées.

On voit qu'en confrontant pour chaque horizon les valeurs moyennes des masses unités et des densités apparentes, on obtient une indication directe sur l'éventuelle variation de volume accompagnant la formation de l'horizon.

Cependant, il faut tenir compte d'une difficulté supplémentaire. Le raisonnement à quartz constant corrigé, statistiquement rigoureux pour les niveaux où les textures sont conservées (la correction a été déterminée à partir des échantillons de ces niveaux), ne l'est peut-être plus pour les horizons superficiels : si des pertes supplémentaires de quartz se manifestent là, les valeurs des masses unités calculées sont toutes par excès, comme on l'a montré p. 96. Il faut donc distinguer trois cas :

- ou bien les masses unités sont inférieures aux densités apparentes mesurées : il y a alors forcément tassement pendant la formation du niveau considéré ;
- ou bien les masses unités sont supérieures aux densités apparentes : il peut s'agir alors soit d'un foisonnement, soit d'une perte de quartz non prévue, soit des deux causes simultanées ;
- ou bien les deux grandeurs comparées sont voisines ; il peut alors y avoir un certain tassement, surtout à proximité de la surface où le quartz a plutôt tendance à diminuer.

On ne possède pas de mesure de densité apparente pour les échantillons des profils guyanais ; mais on trouve dans d'autres études de nombreuses données à ce sujet, relatives à des formations d'altération de nature semblable. Ainsi, pour quatre puits de 7 à 8 m creusés dans des altérations argileuses sur roches granitiques du Dahomey, les densités apparentes mesurées sur une trentaine d'échantillons sont généralement comprises entre 1,40 et 1,60 (moyenne 1,52), quel que soit le niveau, sauf dans les horizons superficiels où les densités peuvent être légèrement supérieures (Lelong, 1966). De même pour 11 profils de Côte d'Ivoire échantillonnés entre 1 m et 14 m de profondeur, les densités apparentes mesurées sur 96 échantillons ont une valeur moyenne de 1,54, les moyennes par profil allant de 1,43 à 1,61 et les valeurs ponctuelles extrêmes étant de 1,31 et 1,96 (Bize, 1966) ; dans ces profils, il n'apparaît pas de variation sensible selon la profondeur. Tous les échantillons précédents sont des arènes kaoliniques qui paraissent peu différentes des arènes plastiques (niveau D) ou des horizons B et C susjacents décrits ici.

NIVEAUX D'ALTERATION	DENSITES APPARENTES MESUREES (Parakou-Dahomey) Lelong (1966)	DENSITES APPARENTES MESUREES (Côte d'Ivoire) Bize (1966)	MASSES UNITES CALCULEES (Guyane)	
			I	II
A	1,74	-	1,07	1,48
B	1,53	1,53	1,49	2,09
C	1,52	1,54	1,72	2,01
D			1,70	1,70

TABLEAU X. - Densités apparentes mesurées (colonnes 1 et 2) et "Masses Unités" calculées (colonne 3) pour différents niveaux d'altération.
Dans la colonne 3, on distingue les deux types d'évolution mis en évidence : 1) sans accumulation "généralisée" ; II) avec accumulation "généralisée" ; les valeurs correspondantes sont tirées du tableau IX.

On a groupé sur le tableau X l'ensemble de ces résultats et les valeurs des masses unités des profils guyanais, ceci pour les différents niveaux de façon à faciliter la confrontation. On peut en tirer les remarques suivantes :

- Au niveau D, les masses unités sont supérieures aux densités apparentes : l'écart, en général faible (de l'ordre de 10 à 15 %), est facile à interpréter d'après ce qui vient d'être dit. Bien que les textures apparaissent à peu près conservées à ce niveau, l'écart peut résulter d'un léger foisonnement ; cependant une sous-estimation des pertes de quartz est également une explication très plausible (2 échantillons D seulement, sur les 9 échantillons étudiés, ont servi à déterminer les pertes moyennes à ce niveau).
- Aux niveaux suivants, le raisonnement est difficile car on ne sait à quel type d'évolution correspondent les profils donnant les densités mesurées. On peut seulement dire qu'en A les masses unités paraissent toujours faibles par rapport aux densités apparentes mesurées ou prévisibles ; un tassement doit donc se produire à ce niveau. Dans le cas des profils sans accumulation généralisée, ce tassement doit même être considérable et il se pourrait bien que la diminution de volume se manifeste dès le niveau B ; le phénomène serait logique puisque l'évolution correspond à un déficit croissant de matière de C en A.

En définitive, on peut admettre après cette discussion que les variations de volume, qui se produisent au niveau du sol et du sous-sol meubles des profils latéritiques, sont probablement faibles ou nulles dans la majeure partie des profils. Ces variations, si elles existent, ne doivent guère dépasser ± 10 % en valeur relative tant que le raisonnement suivi pour les apprécier a toute chance d'être valable, c'est-à-dire tant que l'on reste à une certaine distance de la surface. Par contre, dans l'horizon intensément lessivé de surface, où les pertes de quartz peuvent s'élever rapidement, il est possible que la variation, qui se fait alors sûrement dans le sens d'un tassement, soit de beaucoup plus grande amplitude. On ne peut pas en dire davantage.

Leneuf (1959) raisonnant soit à l'alumine constante, soit à quartz constant, concluait lui en faveur d'une augmentation appréciable de volume (de 18 % à 77 % selon le raisonnement) pendant la transformation des granites en argiles tachetées. Grant (1963) de son côté admet, en se fondant sur des observations directes, qu'il se produit un certain foisonnement dès les premières phases de l'altération. Les résultats obtenus ici n'infirment pas l'existence de telles variations, mais ils précisent que, si un foisonnement se produit, son importance est extrêmement réduite et doit rester généralement inférieure à 10 %. De toute façon ce phénomène est moins intense et moins sûr que le tassement superficiel.

CONCLUSIONS

La valeur des informations recueillies dans ce chapitre vient de la démarche suivie : on a mené de front l'étude des variations minéralogiques et celle des variations chimiques lors de l'altération, de façon à caractériser séparément le comportement des constituants du "complexe d'altération" et celui des constituants résiduels. Il fallait donc savoir établir la composition minéralogique précise de chaque échantillon. Cette opération fut réalisée au moyen d'une méthode originale dont il faut rappeler l'intérêt avant de dégager les principales conclusions relatives à l'étude de l'altération proprement dite.

1/ Sur la méthode de détermination minéralogique

La méthode mise au point consiste à reconstituer les minéraux présents dans chaque échantillon au moyen de calculs, en combinant les résultats d'analyses chimiques totales et ceux d'analyses chimiques "différentielles" (dosage de SiO_2 et de Al_2O_3 liés au complexe d'altération, préalablement extraits par une solution sodique diluée). Le calcul est simple : les teneurs de kaolinite et gibbsite sont reconstituées à partir des quantités de SiO_2 et Al_2O_3 dosées dans la solution d'extraction ; les teneurs des minéraux résiduels sont recomposées à leur tour, à partir des quantités de l'analyse chimique totale restant encore disponibles.

La méthode présente plusieurs avantages. Elle est fidèle ; on a pu le vérifier sur les 50 échantillons étudiés en détail au chapitre I. Elle est assez précise : les pourcentages reconstitués sont généralement obtenus à moins de 5 unités près, précision que les essais de dosage aux rayons X n'avaient pas permis d'atteindre. Enfin, elle est rapide ; aussi on a pu s'en servir pour étudier un échantillonnage très vaste.

Cette méthode semble présenter un intérêt général : son champ d'application pourrait s'étendre du domaine de la recherche pédologique ou sédimentologique à celui des applications industrielles, céramiques ou autres, chaque fois qu'il s'agit d'établir rapidement la composition minéralogique quantitative de mélanges silicatés voisins de ceux étudiés ici. Savoir réaliser une telle opération à partir de données purement chimiques répond spécialement aux besoins d'aujourd'hui où les analyses chimiques des matériaux silicatés deviennent réalisables en grande série et à moindre prix.

2/ Sur les variations relatives pendant l'altération

Comme les phases minérales amorphes, évaluées de différentes manières, représentent généralement moins de 4 à 5 % de chaque échantillon, les compositions minéralogiques reconstituées (qui font abstraction de l'existence de ces phases) donnent une définition à peu de chose près rigoureuse de la matière minérale considérée globalement. Les variations minéralogiques illustrent donc l'évolution géochimique dans sa quasi-intégralité.

De l'analyse de ces variations, on a tiré les enseignements suivants :

- le quartz, minéral exclusivement résiduel, est toujours en proportion plus forte dans les altérations que dans les roches mères, quel que soit le niveau considéré. Ceci indique d'une part que le quartz est le constituant le plus stable lors de l'altération, et d'autre part que le bilan d'altération est toujours négatif (somme des pertes constamment supérieure à la somme des gains) ; l'étude minéralogique avait déjà permis de constater le premier point.
- les phyllites micacées diminuent progressivement de bas en haut des profils, variation tout à fait en accord avec leur origine résiduelle, déjà prouvée par différentes observations.
- la gibbsite se trouve en plus forte teneur soit dans les roches décomposées, soit dans les horizons superficiels et surtout dans l'horizon B, soit à tous les niveaux sur roche basique, ce qui confirme les interprétations du chapitre I.

3/ Sur les variations "en vraie grandeur" (ou variations absolues approchées)

C'est en établissant ces variations que les résultats les plus nouveaux ont pu être en évidence. Les variations "en vraie grandeur" s'obtiennent quand on rapporte les teneurs pondérales de chaque constituant à une grandeur de référence supposée invariable ("invariant"). Dans le cas présent, le meilleur invariant utilisable s'est avéré être le quartz, dont les faibles pertes, mesurées chaque fois que possible à l'aide de la méthode isovolumétrique, ont été corrigées. Le raisonnement "isoquartz" ainsi amélioré a permis de définir les variations des constituants par rapport à leur quantité initiale, pour chaque étape de l'altération et notamment lors de la phase mal connue où les altérations argileuses succèdent aux altérations rocheuses. Ces variations ne sont qu'approchées, puisque le quartz est un "invariant" imparfait, mais les erreurs éventuelles peuvent être prévues et il a été possible d'en tenir compte dans les interprétations.

Les principales conclusions tirées de l'étude des variations en "vraie grandeur" peuvent être groupées schématiquement sous trois rubriques : la première relative aux variations du poids total de matière minérale, la seconde aux variations de chaque constituant chimique pris séparément, la troisième aux variations de volume.

a - Variations de poids le long de chaque profil.

Certaines variations sont apparues constantes : ainsi l'altération entraîne dans tous les cas un déficit de matière important (déficit représentant généralement au moins 40 à 60 % du poids total initial) ; la diminution de poids est variable selon les niveaux : elle est maximum dans les roches décomposées et dans l'horizon humifère A, elle est moindre dans les niveaux intermédiaires (B, C et arènes plastiques D).

D'autres variations sont distinctes selon les profils : ainsi deux types d'évolution se manifestent au niveau des horizons de surface, sur des roches mères pourtant voisines (granite à granodiorite) ; tantôt la diminution de poids est régulière en allant vers le haut, de D en A (profil sans accumulation "généralisée") ; tantôt il existe un maximum de poids marqué en C et surtout en B (profils à accumulation "généralisée"). Sur roche mère plus basique (diorite quartzique et dolérite) l'évolution est encore autre : le déficit de matière paraît plus faible en A et plus fort dans les altérations rocheuses que sur granite.

b - Variations moyennes de chaque constituant chimique aux différentes étapes de l'altération ("bilans-types" d'altération).

Le calcul des variations moyennes à chaque niveau par rapport à l'état initial, pour des profils d'évolution comparable (sur granite et granodiorite), a permis de reconstituer le bilan global de l'altération. Les grandes tendances de ce bilan sont les suivantes : 1) pour la silice, déficit maximum au niveau des roches décomposées ainsi que dans l'horizon de surface et déficit encore accentué aux niveaux intermédiaires ; 2) pour le fer, déficit marqué dans le sous-sol profond (arènes plastiques), auquel correspond un fort excédent en C et surtout en B ; 3) pour l'alumine, variations semblables quoique moins prononcées dans les profils à accumulation généralisée et diminution continue, de bas en haut, dans les profils sans accumulation généralisée ; 4) pour tous les constituants, diminution simultanée de B en A. Ces variations impliquent une destruction partielle de la kaolinite en surface et, dans le cas des profils sans accumulation, l'évacuation quasi-intégrale de ses produits de destruction.

Certaines de ces tendances étaient déjà bien connues, mais les variations d'abord négatives puis positives du fer (et parfois de l'alumine) de bas en haut des profils ne sont pas souvent mentionnées. La répartition verticale des sesquioxydes conduit à envisager l'existence de transferts ascendants de matière : l'horizon d'accumulation des sols latéritiques n'est peut-être pas un simple horizon illuvial ; il pourrait être nourri à la fois par le lessivage de l'horizon organique et, souvent de façon importante, par des apports profonds venant de la zone hydromorphe. Quoiqu'il en soit, la mobilité du fer, comme celle de l'alumine, doit être soulignée. Ces mobilités paraissent en relation avec la nature de la roche mère ; sur roche mère basique elle semblent plus réduites.

c - Variations de volume pendant l'altération dans les niveaux où les textures originelles sont détruites.

On a pu obtenir certaines indications à ce sujet en comparant les poids totaux de matière correspondant à un poids initial donné, aux valeurs des densités apparentes mesurables sur le terrain ; les variations de volume sont sûrement très réduites dans le sous-sol profond, au niveau des arènes plastiques, et elles se font plutôt dans le sens d'un foisonnement ; dans la tranche superficielle du sol par contre, les variations peuvent être beaucoup plus prononcées et elles se font alors dans le sens d'un tassement.

Chapitre III

SYNTHÈSE DES DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES A LA LUMIÈRE DE L'HYDROLOGIE. GENÈSE DES LATÉRITES.

INTRODUCTION

Deux séries de faits apparaissent de nature à éclairer la genèse des profils latéritiques :

- la répartition des minéraux d'altération dans les profils : elle donne d'utiles indications sur les processus agissant aux différentes étapes de l'évolution. En effet, à la formation, au développement ou à la régression de chaque minéral correspond un certain nombre de conditions physico-chimiques particulières. Les minéraux d'altération sont, à ce titre, indicateurs du milieu.
- les variations chimiques le long des profils, provoquées par le mouvement des éléments pendant l'altération. Ces variations sont également significatives car le comportement d'un élément chimique est souvent révélateur des conditions ambiantes.

Le chapitre I a fourni les informations nécessaires pour aborder le problème de la genèse des latérites sous l'angle minéralogique ; le chapitre II pour le faire sous l'angle chimique. Ces deux aspects du problème, étroitement imbriqués, constituent les deux faces d'une même réalité. L'objet premier de ce chapitre est de montrer comment les résultats relatifs à ces deux aspects se recoupent, se confirment et se complètent mutuellement.

Puis on portera son attention sur un troisième aspect qui n'a pas encore été abordé. Celui-ci concerne non plus la matière minérale, mais le liquide interstitiel qui la baigne, autrement dit les solutions du sol : quels sont les mouvements de l'eau dans les couvertures d'altération ? Telle est la seconde question à laquelle ce chapitre s'efforcera de répondre. Cette question est fondamentale pour le problème qui nous intéresse car l'eau est le véhicule de la matière : aucun déplacement de matière ne peut être expliqué indépendamment des mouvements de l'eau souterraine.

Après avoir confronté les données minéralogiques et chimiques, après avoir en outre analysé les conditions hydrologiques existant dans les couvertures d'altération, il sera possible de tenter une synthèse sur la genèse des formations latéritiques. L'intérêt de cette synthèse vient de ce qu'elle pourra être fondée sur deux éléments de connaissance, objectifs et indépendants :

- l'un relatif au facteur responsable de la différenciation des profils, à savoir l'eau, agent de dissolution et de transport.
- l'autre relatif au résultat de cette différenciation, à savoir les variations chimico-minéralogiques le long des profils.

C'est dans la mesure où les enseignements tirés de chacun de ces points s'intégreront harmonieusement que la synthèse proposée sera vraiment convaincante.

CONFRONTATION DES DONNEES MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES

Deux faits majeurs s'imposent quand on cherche à dégager la signification commune des variations chimiques et minéralogiques mises en évidence précédemment :

- l'altération latéritique est une soustraction généralisée ;
- la soustraction s'accompagne d'une redistribution de matière.

Tout ce qui va être dit à ce sujet concerne les profils sur roche granitique, car ce sont ceux dont les caractéristiques d'ensemble ont été les mieux définies. Incidemment on signalera certaines particularités propres aux profils sur roche intermédiaire ou basique.

I – L'ALTERATION EST UNE SOUSTRACTION GENERALISEE

On a vu que le bilan global de l'altération latéritique est nettement négatif. Autrement dit, lorsqu'on compare les différents niveaux d'altération à l'état initial, la somme des pertes l'emporte toujours sur la somme des gains. On peut le constater aussi bien pour la matière minérale prise globalement que pour chaque constituant séparé : seuls le fer et l'alumine font parfois exception.

A - ENSEIGNEMENTS TIRES DES OBSERVATIONS MINERALOGIQUES

Les observations minéralogiques donnent déjà de précieuses indications sur le sens général du bilan.

- Du côté des minéraux résiduels

Le quartz montre assez souvent un poli, une usure dont l'origine ne peut être que chimique dans les éluvions non remaniées et d'allure tranquille comme celles de Guyane ; du reste le quartz conserve toujours son éclat. Mais les angles ne sont que faiblement émoussés et on n'observe pratiquement jamais de corrosion profonde : les quantités dissoutes doivent donc rester assez modérées. Pour les feldspaths la perte est évidente ; ils disparaissent dès les premières phases de l'altération. Pour les micas et les phyllites micacées héritées du substratum, leur évolution de bas en haut des profils dans le sens d'une fragmentation et d'une dégradation est un exemple maintenant bien connu de réaction dans un milieu évoluant par soustraction (Millot, 1964) ; l'inventaire détaillé des pertes correspondant à cette soustraction est encore à faire, on peut cependant prévoir que les alcalins, le fer et la magnésie sont les principaux éléments touchés ; en effet, les phyllites interstratifiées diverses résultant de la dégradation (mica-vermiculite, vermiculite-chlorite, vermiculite-montmorillonite) paraissent généralement appauvries en ces éléments.

- Du côté des minéraux d'altération

Indépendamment des oxydes de fer d'origine secondaire, peu ou mal cristallisés, au sujet desquels l'étude minéralogique n'apporte pas grand chose, deux minéraux seulement apparaissent dans le complexe d'altération : la kaolinite et la gibbsite. Leur formation au détriment des silico-aluminates primaires s'accompagne déjà de pertes, puisque ces minéraux ne contiennent ni alcalin, ni alcalino-terreux. Une fois formée, la kaolinite s'épanouit à la base des profils mais elle régresse à son tour au sommet ; sa diminution n'est pas toujours très apparente ; du moins on la voit se fragmenter et parfois se désorganiser pour prendre des formes semblables à la métahalloysite dans les horizons de surface. Seule la gibbsite paraît parfaitement bien adaptée aux conditions extrêmement lessivantes de la partie aérée des profils tropicaux ; sa proportion augmente souvent aux dépens de la kaolinite. Ainsi la gibbsite est le seul minéral des formations d'altération, qui résiste à l'amenuisement et qui résiste parfois victorieusement ; en effet, il lui arrive de se nourrir des produits de décomposition des autres minéraux. C'est un bel exemple d'"addition" dans un milieu où les "soustractions" sont la règle (Millot, 1964, 1967). On est tenté de conclure : l'exception confirme la règle.

B - ENSEIGNEMENTS TIRES DES RESULTATS CHIMIQUES

L'intérêt majeur des données chimiques vient de ce qu'elles permettent de définir l'altération en termes quantitatifs : c'est en partant de ces données que l'on a pu définir les bilans chiffrés de l'altération pour chacun des principaux constituants, tant minéralogiques que chimiques, et cela à chaque étape de l'altération. De tels bilans révèlent clairement l'ampleur du déficit de matière créé par l'altération.

- Pour la matière prise globalement

Sur roche acide (granite à granodiorite), la perte de matière représente au moins 40 à 60 %

de la quantité initiale dans la majeure partie des profils ; seuls les niveaux d'accumulation sont parfois moins déficitaires. Le déficit est maximum dans l'horizon de surface, ce qui est normal puisque c'est là que le lessivage est le plus intense. Si l'on fait abstraction du quartz, minéral presque inerte, le déficit correspondant aux minéraux altérables, feldspaths et micas, apparaît de façon beaucoup plus spectaculaire : il s'élève en effet à 50 % en D pour atteindre 70 à 90 % en A. On doit encore tenir compte dans ce bilan, de l'eau de constitution des minéraux d'altération, qui a été importée et dont la proportion représente 15 à 30 % du poids de ces minéraux. On voit alors avec quelle intensité la matière silico-alumineuse a été lessivée : parfois il en reste moins du dixième de la quantité initiale. C'est ce qui se produit dans les profils sans accumulation, dont l'horizon superficiel peut devenir au terme de l'évolution presque exclusivement quartzeux. Dans les profils à accumulation généralisée la soustraction n'est pas aussi intense, la matière résiste mieux au lessivage.

- Pour les constituants pris séparément

Le lessivage n'affecte pas tous les constituants de la même façon. Du côté des constituants minéralogiques, le quartz résiste bien, ses pertes mesurées dans la moitié inférieure des profils se limitent à 15 % de la quantité initiale ; d'autres pertes interviennent peut-être en surface dans la zone de pédogenèse, mais on ne sait pas les mesurer. Les phyllites micacées perdent progressivement de leur substance jusqu'à l'horizon de surface où la perte dépasse habituellement 80 %. Les feldspaths enfin sont détruits à 100 % dès la base des arènes plastiques. Du côté des constituants chimiques, les bases sont immédiatement soustraites en quasi totalité sauf la potasse dont de petites quantités subsistent jusqu'au sommet. La silice combinée résiste mieux, il en reste en moyenne 20 à 40 % de la quantité initiale. Le fer et l'alumine sont les moins mobiles : le déficit est certes évident pour l'alumine et probable pour le fer dans les profils sans accumulation généralisée sur granite ; cependant dans les profils à accumulation généralisée les pertes visibles à la base sont plus ou moins compensées par les gains visibles au sommet. Sur diorite quartzique et sur dolérite, la mobilité de ces deux éléments paraît encore plus réduite.

II – LA SOUSTRACTION S'ACCOMPAGNE D'UNE REDISTRIBUTION DE MATIERE

Comme les départs des différents constituants ne se font pas à la même vitesse, l'exportation de la matière hors des profils s'accompagne de changements de composition : certains constituants se trouvent ainsi enrichis, ils semblent s'accumuler mais il s'agit seulement d'un enrichissement relatif ("accumulation relative" de D'Hoore, 1954).

Le problème est cependant plus complexe : l'altération ne se réduit pas à un simple départ différentiel, son développement s'accompagne d'une redistribution plus ou moins importante de matière. Cela se produit chaque fois qu'un constituant, au lieu d'être évacué au loin avec les eaux de lessivage, subit un déplacement d'amplitude limitée : soustrait d'un point, le constituant est additionné à proximité. Ainsi peuvent prendre naissance des accumulations véritables, ou enrichissements absolus ("accumulation absolue" de D'Hoore), qui sont tout à fait distincts des enrichissements relatifs : dans un cas c'est l'importation, dans l'autre cas c'est l'exportation de matière qui crée la variation.

C'est à cause de cette redistribution que l'interprétation des bilans d'altération reste parfois incertaine, comme on va le préciser.

A - MISE EN EVIDENCE DE LA REDISTRIBUTION

Voyons ce qu'il en est élément par élément, toujours pour les profils sur roches acide.

1/ La silice combinée

Elle paraît deux fois plus abondante dans les arènes plastiques que dans les altérations rocheuses de la base des profils. On pourrait en conclure que la silice, libérée d'emblée dans la zone d'attaque de façon très intense, se redistribue dans les couches meubles qui se développent plus haut. Cette conclusion serait prématurée : les termes rocheux altérés des profils guyanais ne sont peut être pas représentatifs de l'évolution normale, telle qu'elle se produit au coeur des massifs sous un épais recouvrement (cf. p. 98). Le problème sera tranché seulement lorsqu'on pourra comparer aux couches argileuses profondes de profils latéritiques types, des échantillons rocheux altérés prélevés sous les précédentes au fond de puits ou de forages.

En attendant il faut maintenir l'alternative suivante :

- Ou bien la phase initiale d'altération à désilicification quasi totale ("latérite primaire") existe toujours, que le substratum qui s'altère soit affleurant ou enfoui ; il y a bien alors redistribution constante de silice dans les terres argileuses surmontant la latérite primaire.
- Ou bien cette phase caractérise seulement les massifs rocheux nus ou presque nus, la désilicification n'étant par contre que progressive dès que le front d'altération est suffisamment enfoui. Dans le cas de profils déjà un tant soit peu épais, la différenciation consiste alors simplement en une soustraction continue de silice, depuis la roche saine jusqu'aux arènes.

Aux niveaux superficiels, là où les horizons pédologiques s'individualisent, le problème est plus simple. Dans les profils sans accumulation généralisée, la perte de silice s'accentue régulièrement vers le haut : il n'y a pas de redistribution appréciable. Dans les profils à accumulation généralisée, il apparaît un léger maximum de silice en C, entre 2,5 et 5 m de profondeur : ce niveau est vraisemblablement nourri par des apports provenant des niveaux voisins, mais la quantité de matière correspondante est réduite.

Remarquons que si l'on considère les profils d'altération, non plus à une phase donnée de leur développement, mais d'un bout à l'autre de leur histoire, on peut admettre qu'une certaine redistribution de silice intervient toujours lors de la latéritisation, au moins temporairement. On a vu en effet (cf. p. 61 et fig. 13) que la phase initiale à latérite primaire est en principe relayée par une phase de kaolinisation, dès que les altérations commencent à s'épaissir et que leur pédoclimat devient assez humide ; cette seconde phase inclut normalement la resilicification partielle ou totale de la latérite primaire, opération qui implique une redistribution momentanée de la silice.

Enfin dans le cas de profils sur roche basique, où l'on voit des terres argileuses constamment superposées aux roches décomposées totalement désilicifiées, on peut parler, semble-t-il, d'une redistribution assez permanente de la silice ; l'argilisation suppose cette fois un apport continu de ce constituant.

2/ L'alumine

Dans les roches altérées comme dans les argiles profondes, l'alumine apparaît en faibles baisses ; dans l'horizon de surface, les baisses sont encore plus sensibles, mais les quantités en jeu sont souvent moindres par suite de la faible épaisseur de l'horizon.

Tout ce qui est perdu à ces niveaux est susceptible de se redistribuer, mais en fait deux cas distincts se présentent. Tantôt il existe dans la tranche des 4 ou 5 m superfiels un excédent d'alumine, non seulement par rapport à la tranche inférieure appauvrie, mais même par rapport aux roches mères : la redistribution d'alumine est alors incontestable et c'est ce qui se produit pour les profils à accumulation généralisée. Tantôt les baisses d'alumine n'apparaissent compensées par aucune hausse : toute l'alumine libérée par l'altération doit alors être intégralement évacuée hors des profils et c'est ce qui se produit pour les profils sans accumulation généralisée.

3/ Le fer

La redistribution du fer est manifeste dans tous les cas : aux pertes plus ou moins importantes intervenant dans le sous-sol profond et dans l'horizon A, correspondent des gains constants en B et en C. Et comme les quantités perdues par A paraissent généralement faibles par rapport à l'excédent des deux horizons sous-jacents, on peut dire, de façon schématique, que la redistribution se fait au détriment de la tranche profonde et au bénéfice de la tranche superficielle. La quantité de fer concernée par la redistribution est même considérable dans le cas des profils à accumulation généralisée.

B - RESULTATS DE LA REDISTRIBUTION

On peut dire en résumé : tout se passe comme si les trois éléments qui résistent le mieux à l'altération, le fer, l'alumine et dans une moindre mesure la silice combinée, trouvent souvent le moyen en se fixant dans la partie supérieure des profils, de s'opposer au lessivage. Ils y réussissent d'une façon inégale : l'alumine mieux que la silice et le fer mieux que l'alumine. La silice reste de toute façon largement déficitaire, d'au moins 50 %, mais l'alumine dans certains cas et le fer dans tous les cas se retrouvent au niveau d'accumulation en quantité nettement excédentaire par rapport à la quantité initiale. La soustraction globale produite par l'altération latéritique peut s'accompagner, on le voit, d'additions locales fort importantes.

Cette constatation est indépendante de l'hypothèse que l'on fait pour expliquer la formation de ces accumulations. On a vu au chapitre précedent que les excédents de matière observés près de la surface pouvaient trouver leur origine dans les zones de départ sous-jacentes. Mais pour l'instant on pourrait tout aussi bien supposer que la redistribution des sesquioxydes se fait à la faveur d'apports provenant d'horizons superficiels maintenant disparus, ou encore d'apports plus ou moins lointains provenant de reliefs situés à l'amont. Dans ce dernier cas la redistribution change d'échelle, mais sa réalité subsiste : au lieu de se faire d'un point à l'autre à l'intérieur de chaque profil, les transferts de sesquioxydes se font alors d'un point à l'autre du paysage, par translation le long des versants, selon le schéma proposé par D'Hoore (1954) et par Maignien (1958).

On peut donc conclure : fer, alumine et, dans une moindre mesure, silice combinée se distinguent des autres éléments en ceci : eux seuls sont concernés par la redistribution. Une fois libérés par l'altération, ils s'immobilisent, partiellement ou totalement, sur place ou à proximité de leur lieu d'origine, au lieu d'être évacués directement vers les rivières et les bassins comme les alcalins et les alcalino-terreux. Aussi il est nécessaire pour essayer de comprendre la genèse des latérites de porter une attention toute particulière sur la façon dont ces trois constituants se répartissent le long des profils.

C - EFFETS CHIMICO-MINERALOGIQUES LIES A LA REDISTRIBUTION

Avant d'analyser les mécanismes susceptibles de provoquer la redistribution, il faut préciser quels sont ses effets chimico-minéralogiques.

En ce qui concerne le fer, les formes sous lesquelles cet élément s'exprime lors de l'altération sont très mal cristallisées ; il est donc difficile de préciser si sa redistribution, qui est extrêmement nette du point de vue quantitatif, s'accompagne de variations minéralogiques appréciables. Il ne le semble pas : la goethite présente dans les profils ne montre pas d'augmentation très sensible dans les niveaux où les oxydes de fer s'accumulent ; ses raies de diffraction aux rayons X sont toujours faibles et diffuses. On peut donc conclure : l'accumulation du fer en B et C n'entraîne pas de cristallisation importante. Du reste les résultats de dosage avec le "réactif combiné" (Duchaufour et Souchier, 1966), effectués sur un profil, indiquent que la proportion de fer "libre" par rapport au fer total est souvent plus élevée dans les niveaux enrichis que dans les niveaux appauvris : exprimée en pourcent, cette proportion, qui est de 90 % en A, oscille entre 75 et 100 % en B et C, et s'abaisse nettement dans les niveaux profonds (cf. Annexe VII). La quasi totalité du fer qui s'est redistribuée près de la surface reste sous une forme assez mobile. La faible proportion de fer libre dans les niveaux profonds résulte, au moins pour une part, de la persistance à ces niveaux, de minéraux primaires contenant du fer ; elle n'indique pas forcément une cristallisation plus accentuée du fer libéré par l'altération et fixé sur place.

En ce qui concerne la silice et l'alumine, la redistribution intervient de façon appréciable dans les profils à accumulation généralisée et elle s'accompagne de variations chimico-minéralogiques très nettes. Ainsi au niveau des arènes plastiques D et de l'horizon C, le rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 est voisin de 2, mais dans les deux horizons de surface il devient inférieur à 1,6 : la valeur moyenne est 1,52 en B (pour 6 échantillons) et 1,36 en A (pour 3 échantillons). Cela signifie d'une part que l'alumine s'accumule en B davantage que la silice, fait qui se manifeste par un maximum plus prononcé pour la gibbsite que pour la kaolinite à ce niveau ; d'autre part que l'alumine accumulée doit surtout provenir de celle que la décomposition de la kaolinite libère sur place ou à proximité. En effet le rapport SiO_2/Al_2O_3 ne diminue pas de A en B comme cela se produirait s'il existait un transfert important d'alumine libre du premier au second.

La tendance évolutive aboutissant à l'individualisation de l'alumine libre près de la surface apparaît également quand on étudie le rapport SiO_2/Al_2O_3 de la fraction "libre" de ces éléments, dosée au "réactif combiné" (cf. Annexe VII). Pour l'un des profils à accumulation généralisée pris comme exemple, ce rapport est maximum en D (où il est voisin de 4), minimum en B (où il s'abaisse jusqu'à 0,27) et il reste très faible dans l'horizon humifère (inférieur à 1) ; les formes les plus mobiles de la silice et de l'alumine paraissent donc se répartir dans les profils de façon encore plus contrastée que les formes cristallisées, un très fort excès de silice "libre" (par rapport à la formule de la kaolinite) existant à la base et un très fort déficit au sommet. Dans la mesure où ces formes libres représentent bien la fraction de la matière minérale la plus active, la plus réactionnelle et par conséquent la plus significative du processus évolutif, on peut même dire qu'il y a opposition dans les profils, entre deux zones : l'une profonde où les conditions paraissent favorables à la formation d'argiles kaoliniques, c'est la zone de siallitisation, l'autre

superficielle où ces argiles se décomposent, c'est la zone d'allitisation, selon les expressions de Harrassowitz (1926).

Si l'allitisation ne se manifeste pas toujours en surface, c'est que l'alumine libérée par l'altération de la kaolinite est elle-même souvent évacuée hors des profils. C'est ce qui se produit dans le cas des profils sans accumulation généralisée ; le rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 ne diminue alors que faiblement quand on se rapproche de la surface, sa valeur moyenne est de 1,8 à 1,9 en A et en B. Pourtant la destruction de kaolinite est incontestable : en A plus des deux tiers de la quantité présente en D ont disparu. Dans ce cas l'alumine libérée est exportée presque au même rythme que la silice. La faible importance, voire l'absence d'alumine libre au sommet des profils ne doit pas faire illusion sur la nature du processus évolutif : la ferrallitisation peut être très intense même quand les profils sont exclusivement kaoliniques (Duchaufour et Lelong, 1967). Ce résultat est très important pour la classification des sols ferrallitiques.

III – CONCLUSION

1/ Lessivage et redistribution

En pédologie, il subsiste souvent une certaine ambiguïté autour de la notion de lessivage ; en effet ce terme désigne à la fois les phénomènes par lesquels la matière est entraînée et aussi les processus expliquant la formation des niveaux d'accumulation. Ainsi on dit couramment que plus l'accumulation est accentuée, plus le lessivage est intense. Les considérations développées dans ce chapitre ont montré au contraire qu'un lessivage extrême va souvent de pair avec l'absence d'accumulation : cela se produit chaque fois que la matière entraînée, au lieu de s'immobiliser à proximité de son point de départ, est évacuée au loin avec l'eau souterraine. Leneuf (1966) faisait déjà remarquer qu'il faut être prudent quand on établit l'existence et l'intensité du lessivage par les variations du pourcentage en argiles.

Pour éviter toute ambiguïté, il paraît souhaitable de n'employer le terme lessivage que dans son sens premier : action dissolvante de l'eau ou d'une solution, ou encore opération par laquelle la matière dissoute est entraînée loin de son lieu d'origine. Quand les produits de "lessivage" restent sur place ou presque sur place, on dira que la matière se redistribue dans les profils ; on parlera en somme de redistribution plutôt que de lessivage.

Cette distinction permet de préciser le comportement respectif de la silice combinée, de l'alumine et du fer dans les profils guyanais de la façon suivante : le fer est dans tous les cas l'élément le moins lessivé car il fait toujours l'objet d'une importante redistribution en surface. L'alumine et la silice ont par contre un comportement tranché selon le type d'évolution : tantôt le lessivage l'emporte sur la redistribution, SiO_2 et Al_2O_3 ne montrent pas d'enrichissement appréciable en surface, c'est le cas des profils sans accumulation généralisée ; tantôt la redistribution l'emporte sur le lessivage, SiO_2 et Al_2O_3 sont enrichis en surface, c'est le cas des profils à accumulation généralisée.

2/ Accumulation relative et accumulation absolue

La distinction précédente est importante, c'est elle qui commande la distinction entre "accumulation relative" et "accumulation absolue". Le lessivage, tel qu'il est défini ici ne peut entraîner que l'accumulation relative ; la redistribution aboutit par contre toujours à une accumulation absolue.

Les bilans d'altération ne permettent pas dans tous les cas de faire la part entre ces deux modes d'accumulation : on peut parler d'accumulation absolue à coup sûr seulement lorsque le poids en vraie grandeur d'un constituant se trouve en un point donné supérieur à ce qu'il était initialement dans la roche mère. C'est ce qui se produit pour le fer et l'alumine en B dans les profils à accumulation généralisée. Quand les poids en vraie grandeur restent inférieurs aux poids initiaux, les maxima visibles le long des profils ne résultent pas forcément d'apports, ainsi pour la silice des arènes plastiques, comme on va le préciser. Inversement des variations négatives peuvent se produire malgré des apports : il suffit que la somme des pertes l'emporte sur la somme des gains. C'est peut-être ce qui se produit pour l'alumine en B dans les profils sans accumulation généralisée, dans la mesure où la redistribution d'alumine à ce niveau est masquée par l'intensité du lessivage. On voit par ces exemples que l'interprétation des bilans d'altération reste souvent incertaine.

Pour préciser si les variations correspondant à une étape donnée de l'altération résultent d'une accumulation relative ou bien d'une accumulation absolue, il faudrait savoir quelle est l'étape immédiatement précédente à laquelle les variations doivent être rapportées. Une incertitude subsiste souvent à ce sujet ; ainsi le niveau D des arènes plastiques peut être défini soit comme un niveau de soustraction généralisée, soit comme un niveau d'accumulation pour la silice, selon que l'on se réfère à la roche mère ou à l'étape de "latérite primaire".

Cette incertitude peut expliquer certaines divergences : D'Hoore (1954 b) met en relation la présence de kaolinite bien cristallisée et l'existence d'accumulation absolue. Dans les profils guyanais il semble au contraire que le niveau d'arènes plastiques où l'on observe les plus belles formes de kaolinite est nettement appauvri, sinon en silice, du moins en fer et en alumine par rapport aux niveaux sous-jacents. Martin (1966) signale lui aussi la présence de belles kaolinites dans la zone d'argiles profondes hydromorphes, qui est probablement une zone de départ comme les arènes plastiques de Guyane. Ainsi dans tous les cas où le bilan d'altération, tout en révélant une hausse à un niveau donné, reste négatif par rapport à la roche mère, on ne dispose jusqu'à présent d'aucun critère pour définir à coup sûr de quel type d'accumulation il s'agit. La présence ou l'absence de revêtements argileux peut certes constituer un bon indice, mais sa signification ne paraît pas indiscutable : ainsi, selon Sys (1959), les revêtements que l'on trouve dans les horizons d'accumulation absolue des profils latéritiques disparaissent quand le degré d'altération augmente.

Bref, la distinction entre accumulation relative et accumulation absolue reste souvent en pratique très difficile à établir.

L'EAU DANS LES FORMATIONS D'ALTERATION

Avant de chercher à analyser le rôle de l'eau souterraine dans la différenciation des profils, il faut d'abord étudier l'eau pour elle-même, c'est-à-dire définir son cycle habituel : précipitations atmosphériques, infiltration dans le sol, ruissellement ou évaporation, écoulement souterrain. Quelle est l'importance de ces différents termes dans les régions à couverture latéritique ? Quel est le régime des nappes phréatiques liées à cette couverture ? Quelles indications peut-on en tirer sur les mouvements de l'eau souterraine ? Ce sont là les principaux points à examiner pour essayer de comprendre la genèse des altérations.

L'étude du terrain guyanais n'a fourni que peu d'informations à ce sujet : la zone où les altérations ont été prélevées est vierge et inhabitée, il n'existe pratiquement aucun forage ou puits hydraulique permettant d'observer la nappe phréatique. Il a donc fallu chercher ailleurs, dans des régions où l'hydrogéologie des formations d'altération a pu être précisée à la faveur d'études ou de travaux d'équipement hydraulique : c'est le cas en Afrique de l'Ouest. Plusieurs missions hydrogéologiques au Dahomey (Lelong, 1961, 1963), et de fréquents échanges avec les spécialistes s'intéressant à divers titres à l'étude des nappes phréatiques d'arènes ou d'argiles d'altération tropicale (1) permirent d'approfondir et même de développer les connaissances à ce sujet.

Le problème est complexe. Il vient d'être longuement étudié (Lelong, 1966) dans un travail cherchant à intégrer l'apport de différentes disciplines (géologie, hydrologie, pédologie) ainsi que les résultats d'observations et de mesures faites sur plusieurs puits expérimentaux. Sans rappeler ici toute la partie technique de ce travail, il faut cependant en dégager les grandes lignes.

On peut poser le problème de la façon simplifiée suivante : 1) les nappes phréatiques des altérations argileuses se signalent par différentes particularités. 2) L'étude de ces particularités permet de préciser leur régime hydrologique et notamment d'apprécier l'importance relative des deux grands termes du bilan de l'eau de surface, évaporation et écoulement. 3) De là on peut tirer des indications précises sur la répartition des mouvements de l'eau dans la couverture d'altération. 4) Enfin, pour comprendre la façon dont ces mouvements se produisent, il faut chercher à définir quels sont les mécanismes en jeu.

---

(1) Parmi les organismes consultés, il faut citer particulièrement le Comité Inter-africain d'Etudes Hydrauliques (C.I.E.H.), l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (O.R.S.T.O.M.), le Bureau de Géologie Appliquée et d'Hydrologie souterraine (BURGEAP).

Les deux premiers points seront abordés pour commencer dans une partie consacrée au régime des nappes phréatiques des altérations. Les deux derniers seront traités ensuite sous la rubrique "mouvements de l'eau dans le sous-sol".

I – LE REGIME DES NAPPES PHREATIQUES DES ARENES ET ARGILES LATERITIQUES

Sur granite, en Afrique de l'Ouest, la succession-type des niveaux d'altération recoupés par les sondages ou puits hydrauliques en zone latéritique, forestière ou non, est d'une façon générale très semblable à la succession décrite dans les profils guyanais. On trouve en effet de bas en haut (Archambault, 1960 ; Huot, 1962 ; Lelong, 1963 ; Pirard, 1965 ; Bize, 1966) sur le substratum intact puis progressivement altéré :

- un niveau de roches désagrégées de façon soit irrégulière, ce sont les arènes "bréchiformes", soit régulière, ce sont les arènes "granuleuses" ;
- un niveau d'argiles massives, souvent blanches à la base, tachetées de rouge et de gris au sommet, généralement structurées comme la roche mère : ce sont les "arènes plastiques" ;
- les trois horizons pédologiques individualisés dans les 4 ou 5 m de surface : C qui se distingue du niveau sous-jacent par la disparition de la structure primitive, B horizon d'accumulation parfois induré, A horizon humifère.

L'épaisseur du profil-type est très variable par suite notamment de l'inégale puissance du niveau d'arènes plastiques ; elle est habituellement plus considérable en région forestière ou anciennement forestière, où elle peut atteindre plusieurs dizaines de mètres et où les faciès argileux paraissent particulièrement bien développés. La couverture d'altération ainsi constituée forme d'immenses étendues dont les caractères morphologiques sur roches acides (granites ou gneiss alcalins) sont habituellement uniformes : le paysage est faiblement ondulé, le relief pénéplané étant découpé par des thalwegs peu profonds qui le sillonnent selon une maille de 0,5 à 2 km ; les dénivelées maximum sont presque toujours inférieures à 30 ou 40 m. Le toit des nappes phréatiques, situé pendant l'étiage à une profondeur de 5 à 15 m sous le sol, reproduit cette topographie en l'adoucissant légèrement, car dans les bas-fonds les nappes se rapprochent de la surface.

A - PARTICULARITES DE CES NAPPES

Deux traits principaux singularisent les nappes des altérations argileuses par rapport aux nappes de type classique, qu'il s'agisse de nappes à perméabilité en petit (sables, alluvions, grès) ou de nappes à perméabilité en grand (calcaires fissurés, karst) :

- les fluctuations annuelles des niveaux hydrostatiques sont souvent considérables. Il n'est pas rare que ces niveaux, enfouis à plus de 10 m à la fin de la saison sèche, deviennent presque affleurants quelques semaines plus tard après les grosses pluies de l'hivernage. Quand les pluies cessent, les niveaux redescendent presqu'aussi vite qu'ils sont montés ; les fluctuations semblent d'autant plus rapides que les nappes sont moins profondes, sauf dans les thalwegs où le niveau d'eau reste à proximité de la surface.
- les débits exploitables sont très hétérogènes ; ils varient d'un point à l'autre, même très rapprochés, du simple au décuple, voire au centuple, tout en restant modérés (généralement inférieurs à quelques m^3 par jour pour 1 m de rabattement).

Quelles conclusions tirer de ces faits ? Les hydrogéologues qui observent de telles fluctuations de niveaux admettent que la fraction de pluies qui s'infiltre est assez importante, que la rapidité des montées de niveaux résulte de l'intensité des précipitations, que la vitesse des baisses traduit un écoulement latéral assez intense, écoulement dont la plus grande part se ferait dans des zones de perméabilité privilégiée (cf. l'hétérogénéité des débits).

Cependant on doit tenir compte d'un autre fait dont l'existence pose problème : quelques semaines après l'hivernage, alors que les nappes continuent de descendre au rythme de 0,5 à 2 m par mois, on n'observe pratiquement plus d'écoulement ni dans les rivières, ni dans les thalwegs, ni même dans leurs alluvions. On est obligé de se demander quel est le sort de cette eau stockée sous terre pendant l'hivernage. Les mesures hydrologiques confirment et précisent cette observation ; on dispose de nombreux résultats à ce sujet, obtenus par l'étude de bassins versants expérimentaux selon des méthodes maintenant courantes (Rodier, 1961 ; Roche, 1963 ; Rodier et Auvray, 1965), appliquées systématiquement région par région (cf. par exemple Jarre, 1960 ; Girard *et al.* 1963 ; Girard et Chouret, 1965).

Dans les régions de pénéplaine latéritisée le déficit d'écoulement atteint souvent 1 000 mm en pays de savane pour des pluies annuelles de 1 200 à 1 300 mm (zone de climat tropical de transition). C'est cette zone que nous prendrons ici comme zone de référence, car ses caractères hydrogéologiques sont particulièrement bien connus (Lelong, 1963 et 1964 a ; Bize, 1966). En pays de forêt, le déficit d'écoulement est encore plus élevé : l'écoulement ne commence souvent à se manifester qu'au delà de 1 200 à 1 600 mm de pluies annuelles (Archambault, 1960 ; Hiez et Dubreuil, 1964).

Au total les fortes fluctuations de niveaux observées ne semblent souvent libérer que des quantités d'eau très réduites pour l'écoulement. Tout le reste doit être repris par l'évaporation qui est particulièrement intense en région intertropicale.

B - BILAN HYDROLOGIQUE DES NAPPES

On sait donc que, dans la zone à 1 200-1 300 mm de pluies, l'évaporation totale représente le plus gros terme du bilan : 900 à 1 000 mm environ. Pour chercher à préciser davantage le bilan, il faut répondre à la question : de quelle évaporation s'agit-il ? Quelle est la part de l'évaporation et de la transpiration directes (ou instantanées), intervenant en surface avant que les pluies s'infiltrent ? Quelle est celle de l'évaporation et de la transpiration différées, intervenant en profondeur ?

Parfois les hydrologues et hydrogéologues admettent qu'il s'agit surtout d'évapotranspiration directe. Selon cette conception, la quantité d'eau qui s'écoule latéralement et dont les hydrologues mesurent le volume (écoulement de base à l'exclusion du ruissellement) est à peu de chose près égale à la quantité de pluies qui pénètre dans le sous-sol ; la lame d'eau infiltrée serait alors réduite à 2 ou 300 mm, soit à peine 20 à 30 % des apports de pluie, dans la zone de référence.

En fait il est probable que dans cette zone, la tranche de pluies qui pénètre en profondeur est bien supérieure à cette valeur : elle doit souvent représenter 600 mm, voire davantage, soit 50 % des apports annuels. Deux raisons principales plaident fortement dans ce sens.

1/ A l'échelle régionale, on constate que les nappes phréatiques des régions tropicales peuvent être alimentées par les pluies de façon directe, sans l'intermédiaire du ruissellement ou de l'épandage, dès que la pluviosité annuelle dépasse 400 mm (Lemoine, 1954 ; Archambault, 1960). Ce seuil de 400 mm, qui a été défini dans la zone sahélienne, donne une limite supérieure de l'évaporation directe, car il inclut la part éventuellement ruisselée et la part retenue par le sous-sol, entre la surface et le toit de la nappe. La hauteur de pluies au delà de ce seuil représente donc la lame d'eau minimum infiltrée.

Certes le seuil est variable d'une région à l'autre ; en gros il est proportionnel à la fois à la sécheresse de l'air et à la fréquence des pluies (plus les pluies sont fréquentes, plus sont nombreux les jours où les sols sont réhumectés et donc capables de rendre le maximum d'humidité à l'air). Comme il augmente avec la pluviosité, il est évidemment plus fort dans la zone tropicale de transition que dans la zone sahélienne. Mais il augmente sûrement moins vite que la pluviosité, car l'air devient moins sec quand les pluies sont plus abondantes : ainsi en région sahélienne on compte en moyenne 40 jours de pluies et 2 à 2,50 m d'évaporation potentielle, contre respectivement 80 jours et 1,5 à 2 m dans la zone tropicale de transition. On doit donc s'attendre à observer dans cette zone, pour des pluies annuelles de 1 200 à 1 300 mm, un seuil de l'ordre de :

$$400 \cdot \frac{80}{40} \cdot \frac{1,5 \text{ à } 2}{2 \quad \text{à } 2,5} \neq 600 \text{ mm}$$

Tout le reste doit s'infiltrer, soit une lame d'eau d'importance sensiblement égale, en admettant que ces 1 200 à 1 300 mm de pluies ne s'accompagnent pas de ruissellement notable (ce qui généralement est le cas dans les zones plates).

2/ A l'échelle ponctuelle, la détermination de profils hydriques entre la nappe et la surface du sol permet d'aboutir à une conclusion semblable. En effet on constate qu'a l'étiage de nappes enfouies sous une dizaine de mètres, les pores non saturés de la tranche de fluctuation représentent en moyenne 10 à 12 % du volume total, soit environ le quart de la porosité (égale à 40 ou 45 %). Lorsqu'on note comme cela est fréquent des hausses de niveau hydro-statique de 5 à 6 m pendant l'hivernage, cela signifie que la lame d'eau infiltrée est au moins de 500 à 600 mm.

C'est ce que l'on observe pour les nappes de la région de Parakou (Dahomey) : en 1963 par exemple, la hausse mesurée dans quatre puits expérimentaux atteint 6 m après plusieurs semaines

de pluies totalisant 1 100 mm (Lelong, 1966). C'est aussi ce que l'on observe à Korhogo (Côte d'Ivoire) : en 1964, la hausse relevée dans six puits, dont la profondeur est de 5 à 10 m, représente 4 à 4,50 m (Bize, 1966) après 5 à 6 mois de pluies totalisant 1 200 mm. Comme dans ce cas la remontée semble s'être étalée sur une longue durée, il faut tenir compte des pertes dues à l'écoulement de nappe pendant la période de remontée, pertes qui équivalent approximativement à 1 ou 2 m de nappe : tout se passe en fait comme s'il s'était produit une hausse instantanée de 5 à 6 m. Ainsi la limite inférieure de la lame infiltrée paraît sensiblement analogue à celle mise en évidence à Parakou.

Bref, les mesures ponctuelles comme les considérations hydrogéologiques générales s'accordent pour établir que, dans la zone de savanes à 1 200-1 300 mm de pluies annuelles, la part de pluies qui s'infiltre doit constituer environ 50 % du bilan hydrologique. Comme par ailleurs l'écoulement souterrain ne représente habituellement que 20 à 30 % dans cette zone, il faut admettre que la part complémentaire d'eau infiltrée -soit 20 à 30 % également- est reprise par l'évapotranspiration différée. Dès lors le bilan hydrologique type de cette zone climatique peut être établi comme suit (en admettant pour simplifier que la variation de réserve de nappe est négligeable, ce qui est le cas quand on considère des moyennes inter-annuelles).

Termes du bilan-type annuel pour une région de savane (P = 1 200 à 1 300 mm)			en mm	en %
Evaporation directe.....		(A)	500 à 700	50
Infiltration.....	Evapotranspiration différée	(B)	200 à 400	20 à 30
	Ecoulement latéral.....	(C)	200 à 400	20 à 30

L'analyse comparée des profils hydriques et des fluctuations de nappe permet même de prévoir la façon dont ces termes doivent varier en fonction de la pluviosité (P), quand on considère les zones voisines, géologiquement et géographiquement comparables : A, B et C varient tous les trois dans le même sens que P, mais C semble varier plus vite que les deux autres, et B plus lentement (Lelong, 1966). Ainsi plus les pluies sont fortes, plus la part relative de l'écoulement doit devenir importante ; inversement plus le climat est aride, plus la part relative de l'évaporation différée doit devenir importante.

En région de forêt le bilan est évidemment différent. On sait que le déficit d'écoulement est sensiblement plus fort (1 200 à 1 600 mm par an), mais on ignore la façon dont ce déficit se répartit entre l'évapotranspiration directe et l'évapotranspiration différée ; les prélèvements d'eau par les racines d'une forêt tropicale doivent être considérables, mais nous n'avons pas à ce sujet suffisamment d'informations précises : rares sont les études hydrologiques dans lesquelles on trouve une évaluation portant d'une part sur l'eau interceptée par la végétation aérienne et sur l'eau évaporée au sol (évapotranspiration directe), d'autre part sur l'eau absorbée par les racines puis transpirée par les feuilles (évapotranspiration différée). Les biologistes et les agronomes mesurent certes la transpiration des plantes, mais leurs résultats sont souvent difficiles à intégrer dans des bilans, pour différentes raisons (mesures concernant des espèces séparées ou rapportées à la production de matière végétale qui est elle-même très difficile à évaluer, comme le souligne Lee, 1942).

On se contentera ici de quelques indications approximatives. Par analogie avec ce qui se passe dans les forêts d'arbres verts, de climat atlantique, où l'évapotranspiration se répartit presque par moitié entre interception et transpiration, l'évaporation au sol étant elle-même très faible (Law, 1958, et Wind, 1958, cités par Noirfalise, 1962), on peut admettre qu'en milieu forestier tropical, pour un déficit évapotranspiratoire égal ou supérieur à 1 200 mm, la hauteur d'eau souterraine consommée par les plantes est au moins de 5 à 600 mm par an. Et comme les facteurs qui contrôlent la transpiration sont à 90 % les mêmes que ceux qui contrôlent l'évapotranspiration (Lee, 1942), cette hauteur doit croître en même temps que le déficit d'écoulement, qui croît lui-même faiblement avec la pluviosité.

Au total, c'est seulement pour des pluviosités très fortes que l'on peut s'attendre à voir en zone forestière des bilans dans lesquels le terme écoulement (terme qui augmente le plus vite avec la pluviosité) soit égal ou supérieur au terme évapotranspiration différée. Un raisonnement simple montre que cela ne doit guère se produire que pour des pluies annuelles dépassant 1 800 à 2 000 mm, alors qu'il suffisait qu'elles dépassent 1 200 à 1 300 mm en pays de savane pour le même résultat.

II – LES MOUVEMENTS DE L'EAU DANS LE SOUS-SOL

A - LA REPARTITION DES MOUVEMENTS

Cette partie consacrée aux mouvements de l'eau dans la couverture d'altération se rapporte également à la zone de référence choisie (zone tropicale de savane à 1 200 ou 1 300 mm de pluies par an).

1/ L'eau d'infiltration

La pénétration de l'eau de pluie dans le sous-sol a lieu chaque fois que les précipitations sont suffisantes ; elle semble se produire de façon assez rapide ; le front humide se déplace vers le bas avec une vitesse pouvant atteindre quelques décimètres à l'heure, mais la remontée de la nappe n'intervient pas aussitôt.

D'après les études récentes sur l'infiltration (Remson *et al.*, 1960 ; Féodoroff, 1964 ; Kucharska-Forkasiewicz et Margat, 1964 ; Dégallier 1963 et 1965), la recharge des nappes paraît s'accomplir de la manière suivante. Soit une lame d'eau de pluie déposée en surface ; l'eau percole rapidement dans la tranche superficielle en progressant dans les capillaires grossiers mais elle est vite absorbée par les pores et les capillaires fins non saturés ; l'infiltration cesse. La lame d'eau de la pluie suivante fait le même chemin, puis se perd dans la tranche non saturée immédiatement sous-jacente et ainsi de suite : les couches du sol se réhumectent progressivement de haut en bas et c'est seulement quand cette réhumectation ("recharge occulte") est achevée que la hausse du niveau hydrostatique ("recharge visible") peut se produire. Les apports s'additionnent alors de bas en haut tant que l'infiltration se poursuit. Les hausses peuvent être très brutales : 50 à 60 mm de pluies suffisent souvent à faire monter la nappe de 1 m environ, c'est dire que le volume des pores grossiers contenant l'eau libre ne représente que 5 à 6 % du volume total de l'aquifère. Ce pourcentage correspond à peu près à ce que l'on appelle la "porosité utile".

Tel est le sort de l'eau de pluie infiltrée : qu'elle reste suspendue à mi-hauteur ou qu'elle aille se joindre à la nappe, l'eau chemine toujours verticalement de haut en bas.

2/ L'eau de la nappe

Pour étudier les déplacements de l'eau au niveau de la nappe, il est commode de distinguer deux phases :

- au moment de l'étiage, les mouvements sont excessivement réduits : à l'aval les émergences sont très souvent taries, à l'amont les baisses maxima de nappe sont très modérées (0,20 m à 0,30 m par mois), ce qui, compte tenu de la faible valeur de la porosité utile, correspond au transfert d'une lame d'eau de 10 à 20 mm seulement par mois. Même si ces baisses résultent en totalité de l'écoulement latéral, ce qui n'est pas prouvé, le volume d'eau ainsi déplacé est négligeable : il représente 100 à 200 m^3/ha/mois sur un total de plusieurs dizaines de milliers de m^3/ha, qui est le volume probable de telles nappes. Les nappes sont presque stagnantes.
- pendant l'époque de remontée ou de descente, et *a fortiori* pendant l'époque des hautes eaux, les volumes écoulés peuvent être notables. Les vitesses de baisse de nappe, directement mesurables quand les apports de pluies cessent, varient régulièrement avec la cote du niveau d'eau ; elles sont d'autant plus fortes que le niveau est plus haut ; en pratique elles varient entre 2 m par mois aux hautes eaux et 0,30 m aux basses eaux. En intégrant ces baisses mesurées ou calculées (soustraction faite des apports) sur une année complète, il est facile, connaissant la porosité utile moyenne de la tranche de fluctuation, de déterminer la lame d'eau annuelle écoulée. On trouve ainsi, pour notre zone de référence, une lame de 200 à 400 mm qui correspond bien à celle obtenue en mesurant directement l'écoulement.

En principe l'écoulement latéral peut avoir lieu à la fois au niveau de la zone de fluctuation et en-dessous dans la zone profonde.

- La zone de fluctuation, généralement constituée d'arènes plastiques, est peu perméable : la fraction des pores où l'eau est capable de se déplacer librement paraît si faible qu'il ne doit pas s'agir d'un écoulement de nappe proprement dit, mais plutôt de mouvements localisés et irrégulièrement répartis : on peut imaginer l'eau circulant dans des conduits disséminés au milieu d'un plasma pratiquement immobile, peut-être à la façon du sang dans les capillaires irriguant des amas cellulaires.
- En dessous des arènes plastiques, les altérations rocheuses ont fréquemment une assez bonne conductivité (Archambault, 1960 ; Huot, 1962 ; Pirard, 1965). Il n'est donc pas exclu que les profils soient drainés par la base.

Cependant pour que l'écoulement ait lieu en profondeur, l'existence d'une couche à assez bonne perméabilité n'est pas suffisante, il faut aussi qu'existe une pente hydraulique. Dans les régions de vieille pénéplaine, comme dans la zone de référence, cette condition ne paraît pas souvent satisfaite : le front d'altération enfoui à 10 ou 20 mètres, voire davantage, est fréquemment en dessous du niveau des axes de drainage.

En définitive il est possible que les circulations profondes n'existent que localement, en particulier dans les zones où les morsures d'érosion sont suffisamment profondes et où la topographie souterraine du socle le permet. Ailleurs la masse d'eau contenue dans les roches altérées resterait immobilisée et en quelque sorte captive sous la couverture argileuse hydromorphe.

Selon ce schéma l'essentiel des mouvements de l'eau de nappe serait souvent localisé au niveau de la zone de fluctuation, en dépit de la faible perméabilité de celle-ci.

3/ L'eau suspendue au toit de la nappe

Les quantités d'eau exportées du sous-sol ne se limitent pas à la tranche écoulée de 200 à 400 mm définie précédemment. Les mesures d'humidité le long de profils verticaux au toit des nappes (Lelong, 1964 et 1966 ; Bize, 1966) montrent qu'à la fin de la saison sèche la teneur d'eau contenue dans les formations non saturées est toujours inférieure à la différence entre la porosité totale (40 à 45 %) et la porosité utile (5 à 6 %). C'est dire qu'aux pertes d'eau dues à la vidange des pores grossiers s'ajoutent des pertes supplémentaires dont le total constitue en fin de saison sèche ce que l'on appelera le "déficit d'humidité" (déficit par rapport à la capacité de rétention). Ce déficit est d'autant plus marqué que l'on s'élève au-dessus de la nappe ; sa valeur moyenne, dans le cas de nappes de 5 à 10 m de profondeur, correspond à 5 à 6 % d'un volume donné ; il représente donc un pourcentage du même ordre de grandeur que la porosité utile.

Théoriquement un tel déficit peut avoir deux origines distinctes selon qu'une part de l'eau retenue s'égoutte lentement dans la nappe ou qu'elle est consommée par l'évapotranspiration. Le premier phénomène intervient parfois de façon notable (Hewlett et Hibbert, 1963) ; mais dans le cas présent, il est probable d'après les résultats du bilan hydrologique que le second agit seul ou presque seul, puisque le volume total écoulé ne dépasse pas la quantité d'eau libérée par la vidange des pores grossiers.

Ainsi le déficit d'humidité semble résulter principalement de la reprise par l'atmosphère d'une partie de l'eau suspendue au toit des nappes ; il traduit donc un déplacement ascendant de l'eau et ce déplacement concerne sans doute l'eau contenue dans les pores de taille intermédiaire, les pores grossiers étant déjà vidangés par écoulement latéral et les pores fins retenant solidement leur eau. Les transferts ascendants doivent se produire sur une tranche de terrains de plus en plus épaisse au fur et à mesure de la baisse des nappes, mais on ne sait comment leur intensité varie au cours de l'année. On peut seulement estimer de façon globale les quantités d'eau correspondantes : dans la zone de référence choisie, elles représentent une lame de 200 à 400 mm par an (5 à 6 % de déficit d'humidité sur 4 à 7 m d'épaisseur), donc sensiblement égale à la lame écoulée.

L'importance de la tranche d'eau mobilisée chaque année par l'évapotranspiration différée peut surprendre ; et plus encore le fait que le déficit évapotranspiratoire se manifeste jusqu'à une profondeur considérable, 5 à 10 m sous la surface. Selon les données hydrogéologiques classiques (Tolman, 1937 ; Meinzer, 1942 ; Todd, 1959), on admet que l'évaporation souterraine des nappes est négligeable quand la frange capillaire ne monte pas jusqu'à la surface. Dans le cas de formations argileuses, où la limite d'ascension capillaire peut atteindre plusieurs mètres, les pertes cessent pratiquement dès que la profondeur des nappes dépasse 1 à 1,5 m, à cause de l'extrême lenteur avec laquelle l'eau atteint la limite de capillarité. Il semble donc, d'après ces données, que seule l'action des végétaux profondément enracinés est capable de déplacer des volumes importants lorsque le niveau des nappes s'éloigne un tant soit peu de la surface.

Les prélèvements par les racines profondes interviennent sûrement d'une façon considérable en pays de forêt, ce point a déjà été souligné. Mais en pays de steppe ou même de savane maigre, comme dans la zone de référence, les sols restent pratiquement nus pendant toute la saison sèche ; on est obligé d'admettre que l'évaporation souterraine intervient alors de façon inusuelle par suite des conditions climatiques tropicales (température très élevée, sécheresse extrême de l'air) et peut-être aussi des propriétés lithologiques particulières des arènes plastiques (milieu à forte capacité de rétention et en même temps assez pénétrable à l'air). Cette façon de voir, pour étonnante qu'elle puisse paraître, était déjà celle d'Archambault (1960) dans sa synthèse sur les nappes souterraines des régions arides et tropicales. Terzaghi (1942) notait de son côté que l'assèchement de formations argileuses non drainées semble parfois se produire en climat aride au-delà de 6 m

de profondeur ; et il soulignait au passage les divergences pouvant exister au sujet des mouvements de l'eau capillaire entre certains faits d'observation et les données théoriques ou même les résultats expérimentaux obtenus en laboratoire.

B - LES MECANISMES PROBABLES DES MOUVEMENTS DE L'EAU SOUTERRAINE

1/ Les mouvements descendants verticaux et latéraux

Les mouvements verticaux correspondant à l'infiltration et les mouvements latéraux correspondant à l'écoulement ne posent pas de problème particulier : l'eau se déplace sous l'influence de la gravité lorsqu'elle est libre de le faire, c'est-à-dire lorsqu'elle n'est pas retenue en arrière (rétention par les micropores) et lorsqu'elle n'est pas bloquée en avant (blocage dû au manque d'exutoire).

La grande inconnue qui subsiste concerne non par les mécanismes des circulations à proprement parler mais leur localisation exacte. On a supposé ici que, dans le cas de régions peu accidentées, l'écoulement se fait souvent à "fleur de nappe", sans entraîner de mouvement d'ensemble. Mais il ne s'agit que d'une hypothèse ; seules des études hydrauliques précises permettraient de trancher le problème.

2/ Les mouvements ascendants

Etant donnée l'ampleur parfois inattendue des transferts ascendants, il faut essayer de préciser la façon dont ils peuvent se produire.

On doit évidemment distinguer deux cas.

- Sous forêt, l'ascension de l'eau doit avoir lieu surtout, sinon exclusivement, par migration dans les tissus végétaux. La plupart des arbres ont un système radiculaire bien développé jusqu'à 2 ou 3 m de profondeur ; les racines plus profondes ne sont nullement exceptionnelles : on en trouve encore à 6 ou 7 m, même à 10 m sous la surface et celles-ci doivent fonctionner surtout pendant la saison sèche. Il n'est donc pas étonnant que plusieurs centaines de mm d'eau puissent être prélevés annuellement dans les réserves souterraines, sur une tranche de 5 à 10 m d'épaisseur.
- Sous savane maigre, comme dans la zone de référence, l'importance des quantités d'eau souterraine reprise par l'atmosphère est bien plus difficile à justifier. Il existe certes encore quelques racines, parfois même très profondes (jusqu'à 12 m selon Bize, 1966), mais il s'agit probablement de racines fossiles, correspondant à une végétation maintenant disparue. Le plus gros des transferts ascendants doit donc se faire par des mécanismes purement physiques, agissant dans la tranche non saturée en eau.

D'après les auteurs qui ont étudié ces types de mouvements, le problème est complexe ; certains de ses aspects demeurent très mystérieux (Russel et Richards, 1938 et 1939 ; Baver, 1942 ; Terzaghi, 1942 ; Hallaire, 1953 ; Hitoshi Fuduka, 1956 ; Habib et Soeiro, 1957 ; Henin et Hallaire, 1958 ; Wind, 1961 ; Hallaire, 1962 ; Soeiro, 1962 ; Collis-George *et al.*, 1963 ; Rafi, 1964). On admet que les mouvements de l'eau se produisent soit en phase liquide, soit en phase vapeur ; dans chaque cas on peut invoquer deux mécanismes de diffusion :

- diffusion thermique : les transferts sont fonction de gradients thermiques ;
- diffusion isotherme : les transferts sont fonction de gradients de pression, ou de gradients de concentration.

Théoriquement l'analyse de la répartition de l'humidité dans les terrains non saturés peut servir à préciser quels sont dans chaque cas particulier les mécanismes en cause. Il semble en fait qu'il soit souvent très difficile d'y parvenir, même pour des spécialistes de la question ; l'étude des profils hydriques établis dans quatre puits expérimentaux du Dahomey (Lelong 1966) et dans une dizaine de puits de Côte d'Ivoire (Bize, 1966) n'a pas en tout cas permis de conclure de façon définitive à ce sujet. On se contentera ici de rappeler en annexe (Annexe IX) les principales données du problème et de dégager l'interprétation la plus vraisemblable.

Il est possible que l'assèchement en profondeur des massifs d'altération dépourvus de végétation résulte surtout de transferts d'eau en phase vapeur. En effet la conductivité capillaire vis-à-vis de l'eau liquide devient rapidement négligeable dès que l'humidité descend en dessous d'un certain seuil ; dans le cas de formations argileuses comme les arènes plastiques, le seuil est très vite atteint. Du reste la variation d'humidité selon la profondeur est souvent faible au niveau de la tranche de fluctuation ; il n'y a pas de gradient appréciable de succion et, dans ces conditions, un

déplacement en phase liquide paraît difficile à expliquer. Il est plus simple d'admettre que le déficit d'humidité observé à la fin de la saison sèche provient surtout d'une lente vaporisation sur place de l'eau retenue au toit des nappes.

III – CONCLUSION

Pour conclure cette étude portant sur l'eau souterraine considérée en elle-même, on peut dégager les points fondamentaux suivants :

1° - le déficit d'écoulement (lame de pluie annuelle reprise par l'atmosphère) est souvent considérable en zone inter-tropicale, au moins dans les régions à relief aplani. Il croît avec la pluviosité : en Afrique de l'Ouest il est voisin de 400 mm dans la région sahélienne autour du 15° parallèle N, il est voisin de 1 000 mm dans la zone tropicale de transition autour du 10° parallèle, il dépasse 1 200 mm dans la zone tropicale forestière autour du 5° parallèle. Il atteint 1 600 mm dans les forêts équatoriales très arrosées.

2° - Ce déficit se décompose en deux parts : l'une, normalement la plus grosse, concerne l'eau de pluie reprise par l'atmosphère avant d'avoir pu s'infiltrer (évapotranspiration directe). L'autre concerne l'eau de pluie infiltrée en profondeur, puis reprise par l'atmosphère (évapotranspiration différée). D'après les données disponibles sur le régime des nappes liées aux altérations, cette seconde part n'est nullement négligeable : elle représenterait une lame d'eau de 200 à 400 mm en région de savane et vraisemblablement davantage en région de forêt.

3° - On en déduit que l'eau souterraine est sollicitée par deux mouvements, l'un latéral descendant, l'autre vertical ascendant. Les volumes d'eau impliqués dans chacun de ces mouvements varient d'une région à l'autre en fonction de la pluviosité et de la végétation ; ils paraissent du même ordre de grandeur en région de savane pour des pluies annuelles de 1 200 à 1 300 mm, et en région forestière pour des pluies de 1 800 à 2 000 mm.

4° - Les mouvements latéraux doivent souvent s'effectuer à "fleur de nappe", au niveau de la tranche de fluctuation, au moins dans les régions peu accidentées où le drainage ne paraît pas régulièrement assuré en profondeur. Les transferts ascendants semblent se produire sur une épaisseur de terrains assez considérable, jusqu'au niveau d'étiage de la nappe ; ces transferts résulteraient principalement sous forêt du pompage par les racines et sous savane d'une diffusion à l'état de vapeur.

MODE DE DIFFERENCIATION DES PROFILS GENESE DES LATERITES

Connaissant d'une part le résultat de la différenciation chimico-minéralogique produite par l'altération, connaissant d'autre part la façon dont les mouvements de l'eau souterraine s'effectuent, il devient possible de tenter une synthèse : les indications obtenues, relatives à l'un et l'autre aspect, coïncident-elles ? Si oui peut-on s'en servir pour essayer de reconstituer la dynamique de l'évolution des roches en surface ?

Poser cette dernière question, c'est aborder directement le problème de la genèse des formations d'altération : il ne s'agit plus d'analyser le résultat de la différenciation ; il s'agit de comprendre la façon dont celle-ci s'accomplit, c'est-à-dire de préciser les mécanismes qui interviennet au fur et à mesure de son déroulement.

L'eau souterraine est de toute évidence le facteur actif des variations géochimiques produites par l'altération. En effet elle mobilise la matière en la mettant en suspension ou en solution, l'entraîne dans son mouvement, la dépose lorsqu'elle se vaporise. Comme toutes ces actions sont plus ou moins sélectives vis-à-vis des divers composants minéraux, elles sont la cause d'une différenciation continue de la matière originelle. Comment cette différenciation s'accomplit-elle dans les profils étudiés et quels sont ses résultats partiels et globaux ? Tel est l'objet principal de cette dernière partie ; les données acquises sur la dynamique de l'eau dans les formations d'altération permettent de fournir une réponse détaillée à ce sujet.

Enfin on essayera pour terminer, dans un paragraphe intitulé "genèse des latérites", de généraliser les interprétations tirées des profils guyanais : quels sont les grands mécanismes permanents, responsables de la différenciation latéritique ?

I – L'EAU SOUTERRAINE, FACTEUR ACTIF DE LA DIFFERENCIATION GEOCHIMIQUE

Un mode de raisonnement simple permet de dégager la tendance évolutive des profils d'altération, indépendamment des indications de l'étude chimico-minéralogique. Il suffit de suivre l'eau de pluie dans son cheminement dans le sol et le sous-sol, depuis le moment où elle pénètre sous terre jusqu'au moment où elle en est évacuée, soit sous forme liquide par écoulement, soit sous forme gazeuse par évaporation : à chaque étape de ce parcours, l'interaction de l'eau et de la matière minérale provoque des variations géochimiques plus ou moins marquées. En quoi consistent ces variations ? Rendent-elles compte de la différenciation finale observée le long des profils ?

Avant de le voir, il faut indiquer quelles sont approximativement les correspondances entre les niveaux d'altération de nos profils guyanais et les trois zones hydrogéologiques reconnues :

- la zone d'aération permanente correspond aux deux horizons de surface A et B et en outre le plus souvent, à l'horizon C ;
- la zone de fluctuation de nappe correspond à la tranche supérieure des arènes plastiques et éventuellement à la base de l'horizon C ;
- la zone de saturation permanente correspond à la tranche inférieure des arènes plastiques et aux altérations rocheuses sous-jacentes (sauf celles dont le drainage peut se faire rapidement, cf. fig. 23).

A - ASPECTS INSTANTANES DE L'INTERACTION DE L'EAU ET DE LA MATIERE MINERALE

Pour la commodité du raisonnement, ces phénomènes d'interaction peuvent être divisés en deux catégories, selon que l'eau agit seule ou avec la matière organique.

1/ Effets dus à l'eau seule

Le cycle de l'eau de surface se décompose en deux temps principaux : dans un temps l'eau s'infiltre et les nappes se rechargent, dans l'autre temps l'eau souterraine s'écoule ou s'évapore et les nappes se déchargent. Chaque temps s'accompagne d'effets qui lui sont propres : à la recharge des nappes correspondent des phénomènes de dilution et de dissolution, à la décharge des nappes des phénomènes de lessivage et de redistribution. Analysons tour à tour ces deux phases.

a) Phase de dilution et de dissolution.

Soit une lame d'eau de pluie s'infiltrant dans une couverture d'altération déjà différenciée, avec ses niveaux-types décrits précédemment. D'une façon générale, l'eau semble acquérir assez vite la composition qu'on lui trouve dans la nappe (Schoeller, 1958 et 1966 ; Davis, 1964) : initialement pure, elle va donc se charger en éléments dissous. Mais comme les niveaux superficiels sont déjà intensément lessivés, les solutions restent probablement très diluées pendant leur parcours jusqu'à la nappe : tous les éléments, sauf peut être l'aluminium et le fer fort peu solubles, doivent s'y trouver en teneur très inférieure à leur limite de solubilité. L'eau de nappe est normalement plus chargée, puisqu'elle a séjourné davantage sous terre et dans un milieu moins lessivé ; le fer lui-même doit s'y trouver plus concentré, car il est plus facilement soluble quand le milieu devient plus réducteur. Par conséquent chaque apport d'eau d'infiltration à la nappe doit correspondre à une dilution pour tous les éléments sauf, le cas échéant, pour l'alumine.

Tant que les apports se succèdent de la même façon, élevant peu à peu le niveau hydrostatique et diluant de plus en plus l'eau de la nappe, on ne soit s'attendre à aucune insolubilisation de matière dans les tranches du sous-sol progressivement saturées d'eau ; seule l'alumine, dont on connaît la tendance à coprécipiter dans les solutions mêmes diluées dès qu'elle se trouve en présence de certains ions (Okamoto *et al.*, 1957 ; Siffert et Wey, 1961; Siffert, 1962), pourrait théoriquement faire exception à la règle. Quoiqu'il en soit, et *a fortiori* si l'alumine provoque certaines insolubilisations, la couche d'eau superficielle de la nappe doit être moins concentrée à la fin de l'hivernage que les couches profondes. Comme par ailleurs l'homogénéisation de solutions ne se réalise que très lentement, on peut prévoir l'existence constante d'un gradient de concentration vertical à l'intérieur de la nappe.

Le raisonnement précédent n'est pas seulement théorique. Certains faits d'observation le recoupent : on trouve par exemple dans Lovering (1959) des données sur la variation positive de con-

centration en SiO_2 de haut en bas d'une nappe phréatique liée à des altérations (15 ppm au sommet et 30 ppm en profondeur). Leneuf (1959) note de son côté dans des éluvions granitiques une augmentation de la charge ionique des eaux souterraines au contact du front d'altération, non seulement pour la silice mais aussi pour les bases. Tardy et Millot (1966) enfin, interprétant les résultats de l'analyse de 150 prises d'eau prélevées en différents points de la nappe phréatique de Korhogo (Côte d'Ivoire), insistent sur la dilution des eaux de nappe pendant la saison des pluies et prouvent l'existence d'une concentration croissante en Na et peut-être en Mg quand la distance à la roche saine sous-jacente diminue.

Toutes ces données convergent : les nappes sont moins chargées au sommet qu'à la base ; leur remontée annuelle correspond en fait à l'addition d'une couche d'eau superficielle relativement pure. On peut en déduire la leçon suivante : même dans une nappe immobile, des transferts de matière peuvent se produire de bas en haut, par suite de la tendance qu'ont les solutions à s'homogénéiser (en admettant que la différenciation d'ions en solution par gravité ne joue pas sensiblement). La conséquence de tels transferts est que l'équilibre existant au front d'altération entre le solvant et le soluté doit toujours se déplacer dans le sens d'une dissolution supplémentaire chaque fois que la nappe est alimentée, que le drainage des profils par la base soit effectif ou non. Tous les auteurs qui ont procédé à des essais expérimentaux de l'altération de roches ou de minéraux (Lerz et Borchert, 1961 ; Pickering, 1962 ; Correns, 1964 ; Pedro, 1964) savent bien que la percolation de l'eau n'est pas nécessaire pour que l'hydrolyse progresse ; il suffit que les solutions soient régulièrement réajustées ou renouvelées. Dans la nature ce sont les apports de pluies qui assurent le renouvellement.

b) Phase de lessivage et de redistribution.

Suivons maintenant l'eau pendant la période où la nappe se décharge. Les pores grossiers de la zone de fluctuation de nappe sont progressivement vidangés ; l'eau correspondante s'écoule latéralement jusqu'aux émergences voisines, entraînant tous ses produits de suspension ou de dissolution. Ces produits évacués latéralement ont deux origines possibles : ils proviennent des zones où l'eau circule effectivement, mais ils peuvent provenir aussi des zones voisines où l'eau est stagnante, par suite de l'effet d'homogénéisation des solutions. Le lessivage des zones de circulation est direct, celui des zones de stagnation est indirect donc amorti, il n'en est pas moins réel, chaque fois que l'effet d'homogénéisation joue. Est-ce toujours le cas ?

En région latéritique peu accidentée, le drainage par la base des profils n'est peut-être pas la règle, on l'a signalé précédemment. Pour expliquer la progression de l'hydrolyse, il faudrait admettre que les ions mis en solution au front d'altération migrent par diffusion vers le haut de la nappe, avant d'être évacués avec l'écoulement. Les phénomènes de diffusion à cette échelle sont mal connus ; on peut se demander s'ils sont effectifs quand il s'agit de milieux à très faibles gradients de concentration. Permettent-ils d'expliquer des transferts de matière au sein de formations très compactes comme les arènes plastiques et sur des distances importantes ? Il est tentant de le supposer. Deux informations accréditent cette présomption.

- La diffusion paraît peu sensible à la perméabilité du matériau où elle s'exerce ; il suffit que la continuité du solvant soit assurée. Callamé (1965) a signalé que les gaz diffusent presque aussi vite dans les sédiments fins que dans les sédiments grossiers.
- A l'échelle des temps géologiques, la diffusion semble capable de provoquer des transferts de matière sur de très grandes distances. C'est notamment l'avis de Volker (1961). Cet auteur a montré que la répartition de la teneur en sel le long des forages de 500 m creusés dans les polders néerlandais paraît inexplicable sans invoquer l'action de la diffusion. En effet le contact des couches d'eau douce et d'eau salée, tour à tour déposées depuis le tertiaire, est toujours très progressif ; la tendance à l'homogénéisation est manifeste sur des dizaines de mètres et cela ne résulte pas de déplacements en phase liquide, les eaux étant pratiquement immobiles.

En présence de tels faits, le problème du lessivage des profils d'altération non drainés en profondeur devient moins énignatique : si la diffusion est bien opérante, il suffit d'un écoulement même intermittent et localisé à "fleur de nappe" pour assurer l'évacuation des produits de l'hydrolyse.

Mais la décharge des nappes ne se limite pas à l'écoulement latéral : l'eau écoulée ne représente, on l'a vu, qu'une fraction de l'eau infiltrée ; l'autre fraction ne suit pas le mouvement, elle est provisoirement retenue dans les pores de taille intermédiaire avant de retourner progressivement dans l'atmosphère pendant la saison sèche, soit par diffusion capillaire, soit par vaporisation souterraine, soit encore par transpiration végétale. Dans les régions dépourvues de végétation, c'est le second mécanisme qui semble le plus actif ; dans les régions couvertes de forêts, c'est plutôt le dernier (cf. p.125).

- S'il s'agit d'une diffusion capillaire ascendante, les ions en solution accompagnent l'eau dans son mouvement jusqu'à la tranche superificielle où elle se vaporise ; il peut alors y avoir précipitation à ce niveau des éléments dissous, dans l'ordre inverse de leur solubilité.
- S'il s'agit d'une vaporisation souterraine, les précipitations sont susceptibles de se produire non seulement près de la surface, mais dans toute la tranche où l'eau se vaporise, c'est-à-dire sur toute la hauteur des terrains au-dessus du niveau d'étiage de la nappe.
- S'il s'agit d'une transpiration, les solutions pompées par les racines et par les tiges migrent jusque dans le couvert végétal et les éléments qu'elles transportent finissent par se déposer à la surface du sol avec les débris de plantes. Ce mode de transfert pourrait être extrêmement important dans les régions de forêts tropicales en raison de l'énorme activité végétale. Pour Lovering (1959), la plus grande partie de la silice libérée par l'altération migre de cette façon vers le haut des profils, avant d'être éventuellement exportée.

Ainsi dans tous les cas, la décharge des nappes par évaporation est capable de provoquer une certaine accumulation de matière dans la partie supérieure des profils ; cette accumulation ne peut guère concerner que les éléments peu solubles, c'est-à-dire parmi les éléments majeurs la silice, l'alumine et le fer, car les autres paraissent être en trop faible teneur dans les solutions pour que leur limite de solubilité soit atteinte. Le serait-elle, que le lessivage ultérieur par les eaux d'infiltration aurait vite fait de les redissoudre et de les entraîner.

En résumé, pendant la phase où les nappes se déchargent, les éléments en solution dans l'eau ne subissent pas tous le même sort : ceux qui sont fortement solubles sont totalement évacués avec l'écoulement latéral, ceux qui sont peu solubles doivent être en partie évacués, en partie redistribués dans la tranche qui surmonte la nappe.

2/ Effets de l'eau agissant avec la matière organique

La différenciation produite par le simple jeu des eaux souterraines aboutit en principe à un appauvrissement de la partie inférieure des profils et à un certain enrichissement de la partie supérieure, puisque le lessivage prévaut au niveau de la nappe et que la redistribution s'opère au bénéfice de la zone d'aération. Mais en fait cette différenciation se complique par suite de phénomènes d'entraînement et d'illuviation, sous l'influence de la percolation des eaux entre la surface du sol et la nappe.

Le problème est complexe, car l'eau d'infiltration n'agit pas seule. Elle véhicule des produits de décomposition de la matière organique, qui sont capables de mobiliser les composés minéraux d'une façon très intense ; chaque type d'humus agit selon un mode qui lui est propre et, pour un humus donné, l'action est plus ou moins sélective ; certains composés sont beaucoup plus touchés que d'autres (Betrémieux, 1951 ; Hénin, 1956 ; Lossaint, 1959 ; Duchaufour, 1953, 1963, 1964 et 1965 ; Duchaufour et Souchier, 1965).

L'étude de la fraction organique n'ayant pas été entreprise ici, il est difficile de détailler son rôle exact dans la différenciation des profils, mais on peut donner au moins quelques indications générales. Les composés solubles et pseudo-solubles d'origine organique, qui pénètrent dans le sol avec l'eau d'infiltration, tendent toujours à entraîner une partie de la matière minérale en profondeur. On sait aussi que l'entraînement porte essentiellement sur les constituants les plus mobiles, c'est-à-dire sur les parts de silice, d'alumine et de fer qui se trouvent à l'état libre (non cristallisé) et aussi, quoique peut-être de façon accessoire, sur les fractions cristallisées fines ("fraction argileuses") de la kaolinite, de la gibbsite et de la goethite. Dans ce dernier cas l'entraînement peut s'accompagner ou non d'une décomposition des minéraux.

Le caractère sélectif de cette action doit être souligné. Tantôt le fer paraît le plus mobile et cela se produit notamment en zone hydromorphe, tantôt c'est l'alumine et cela semble fréquent en zone aérée (Cate et Sukhai, 1963 ; Cate, 1964 ; Juste, 1965). Analysant les phénomènes de podzolisation, Duchaufour (1967) précise même qu'en milieu oxydant l'alumine est entraînée plus rapidement et déplacée plus loin que le fer, fait que Fiedler et Lentschig (1967) souligent également. Quoiqu'il en soit l'entraînement aboutit dans tous les cas à un appauvrissement plus ou moins généralisé de l'horizon superficiel.

Mais cet appauvrissement ne s'accompagne pas forcément d'un enrichissement correspondant dans les niveaux sous-jacents. Le Tacon a récemment (1966) décrit un profil de Lorraine (sol lessivé podzolique hydromorphe) où les fractions fines perdues en surface ne se retrouvent pas en profondeur. Selon Duchaufour (communication personnelle), ce cas est fréquent ; Rode (1967) le signale également dans les sols derno-podzoliques d'U. R. S. S. Il y a en somme deux catégories de sols "lessivés" : dans les sols lessivés typiques (sols bruns lessivés par exemple), l'illuviation

de la matière entraînée se produit d'une façon bien visible ; l'accumulation des argiles et des colloïdes est localisée, elle se manifeste par un "ventre" très net sur les profils donnant la répartition verticale des fractions argileuses. Dans les autres sols lessivés par contre, le lessivage de l'horizon de surface ne s'accompagne pas d'accumulation nette, il n'y a pas de "ventre" sous l'horizon lessivé ; cela peut s'expliquer en admettant qu'il se produit alors soit une "accumulation diffuse" dans toute la zone profonde, soit une décomposition de la matière entraînée, s'accompagnant d'un certain lessivage latéral avec l'écoulement de la nappe, soit les deux phénomènes simultanément. Leneuf (1966) préssentait déjà cette distinction quand il écrivait, à propos des sols ferrallitiques, que l'existence et l'intensité du lessivage ne se manifestent pas forcément par une variation de teneur en argiles le long de la verticale.

Ainsi l'entraînement n'aboutit pas toujours à l'accumulation de matière en B ou en C. On doit même prévoir le cas où la matière organique complexante continue à agir en profondeur : l'horizon B et même l'horizon C peuvent finalement apparaître plus appauvris que le niveau sous-jacent, au moins en certains éléments.

Connaissant les divers effets possibles de l'entraînement, il devient assez facile d'imaginer comment ces effets se combinent avec les effets, liés à l'évapotranspiration, qui tendent à l'accumulation des éléments minéraux peu solubles, dans la tranche superficielle. Pour cela, on doit distinguer deux groupes d'éléments : les éléments, comme le fer, qui résistent bien à l'entraînement ou pour lesquels l'entraînement ne se produit que sur une courte distance sont évidemment ceux que l'on trouvera les plus enrichis dans la partie supérieure des profils. Les éléments ou composés minéraux facilement entraînables seront au contraire soit enrichis, soit appauvris, selon que la migration ascendante l'emporte sur la migration descendante, ou réciproquement ; le bilan de ces déplacements en sens contraire doit être cependant négatif, puisque les déplacements s'accompagnent de pertes par lessivage latéral au niveau de la nappe : à terme, ces constituants pourront donc se trouver en moins grande quantité dans les trois horizons de la zone d'aération que dans la zone hydromorphe sous-jacente.

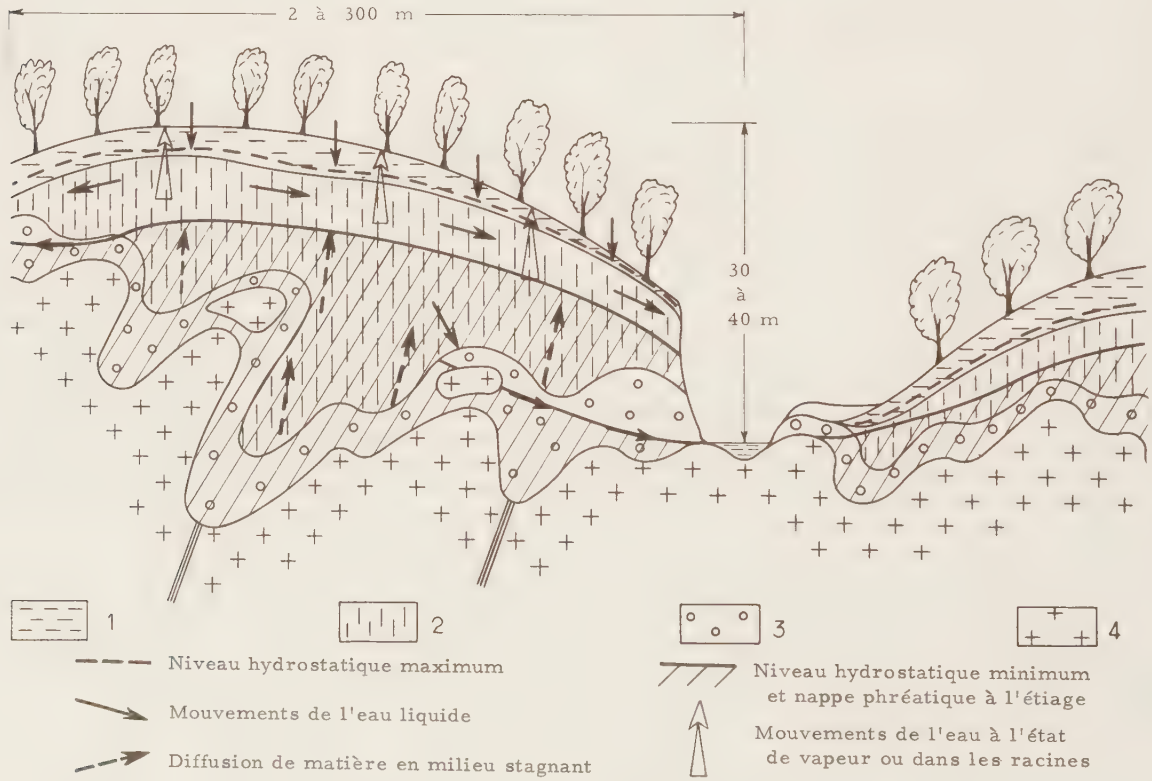


FIGURE 23 - Répartition schématique des mouvements de l'eau et de la matière dans une couverture d'altération.

1 = horizons superficiels (termes A, B, et C) ; 3 = roches altérées (termes E et F) ;
2 = arènes plastiques (terme D) ; 4 = roches saines (terme G).

On voit en résumé que l'eau opérant soit seule, soit avec les agents organiques, provoque au cours de son cheminement sous terre une incessante différenciation : tantôt (pendant la décharge des nappes) il y a lessivage des éléments en solution, s'accompagnant d'une certaine redistribution dans la zone perpétuellement ou temporairement aérée pour ceux d'entre eux qui sont les moins solubles (Fe, Al et Si). Tantôt (pendant la recharge des nappes), il y a remise en mouvement partielle ou totale des éléments accumulés près de la surface et entraînement de haut en bas sur une distance variable selon les profils et selon les éléments ; ce phénomène peut effacer ou au contraire renforcer localement les effets de la redistribution de la phase précédente. En outre il semble se produire, simultanément et de manière continue, une diffusion ascendante des ions libérés par l'hydrolyse, depuis le front d'altération vers la partie supérieure de la nappe, selon le gradient de concentration. L'ensemble de ces effets est schématisé sur la figure 23.

B - CONFRONTATION DES VARIATIONS INSTANTANEES AVEC LA VARIATION MOYENNE GLOBALE

Ce que l'on sait des variations instantanées produites par l'action de l'eau s'accorde bien avec la nature de la différenciation géochimique observée dans les profils. On peut le vérifier pour chaque niveau d'altération.

1° - Considérons d'abord les trois niveaux de base, normalement situés à l'intérieur de la nappe. Les bilans d'altération montrent (cf. p. 99 et fig. 21) une perte généralisée de matière, encore peu accentuée en F, beaucoup plus prononcée en E et en D. Cela correspond bien à la logique de la tendance évolutive instantanée : la tranche d'altération perpétuellement saturée d'eau est une zone de départ ou de transfert, mais non d'immobilisation. En effet les apports d'eau de pluie maintiennent une dilution favorable aux hydrolyses : la matière libérée suit l'écoulement ou diffuse vers les niveaux de drainage et le flot d'écoulement évacue de façon régulière une part des élements en solution.

Le lessivage doit donc être la règle, mais son action ne s'exerce pas forcément de façon uniforme : tout dépend des propriétés du matériau d'altération vis-à-vis de l'eau.

- Dans les altérations rocheuses (termes E et F), la perméabilité est souvent assez bonne ; la circulation des eaux peut se faire d'une manière active chaque fois que le drainage est assuré. Quand c'est le cas, le lessivage est direct et intense : la désilicification peut être très brutale, les départs d'alumine appréciables, seul le fer paraissant peu touché. C'est du moins ce qui se passe dans les expériences de lessivage intense à l'eau pure de Pedro, (1964). Quand par contre le drainage est inexistant, les conditions ne doivent pas tellement différer de celles qui caractérisent le milieu argileux.

- Dans les altérations argileuses (terme D), la perméabilité est toujours faible ; les circulations sont donc nulles ou extrêmement lentes, le lessivage est beaucoup atténué. L'évacuation de la silice doit être seulement progressive ; mais, comme le milieu devient plus réducteur, on peut s'attendre à voir le fer assez mobile, plus mobile en tout cas que l'aluminium (Juste, 1964 ; Pedro, 1965 ; Duchaufour, 1967).

Telles sont les tendances géochimiques prévisibles, pour les trois niveaux perpétuellement baignés par les nappes, d'après ce que l'on sait des effets instantanés de l'interaction de l'eau et de la matière minérale. Ces tendances rendent parfaitement compte des variations mises en évidence en F, E et D, par les bilans d'altération ; un simple coup d'oeil sur la figure 21 suffit pour s'en assurer.

2° - Considérons ensuite les trois niveaux d'altération supérieurs. Ceux-ci sont normalement situés dans la zone temporairement ou perpétuellement aérée. Les bilans d'altération montrent en A un déficit constant pour tous les constituants et montrent en C et surtout en B soit une accumulation généralisée, soit une accumulation pour le fer seul. Cela est également conforme à la tendance évolutive instantanée ; la tranche d'aération est à la fois une zone d'immobilisation, de départ et de transit. En effet c'est dans cette tranche que se fixe la matière redistribuée par l'évapotranspiration et que s'accomplissent les effets d'entraînement et d'illuviation dus à la matière organique ; additions et soustractions de matière s'y produisent simultanément.

- Au niveau de l'horizon A, l'intensité du lessivage par la matière organique complexante est maximum : il est normal que l'appauvrissement soit généralisé, comme on l'observe dans les bilans.

- Au niveau des horizons B et C, l'illuviation de la matière entraînée en A peut se produire, mais on a vu que ce phénomène n'est pas général. On sait que souvent l'aluminium est entraîné beau-

coup plus loin que le fer et que, dans certains profils à humus très agressif, le lessivage de l'horizon de surface ne s'accompagne d'aucun enrichissement en B par rapport à C. La silice, plus facilement mobilisable que l'alumine, peut *a fortiori* subir un long tranport et ne jamais s'immobiliser. Le fer par contre, qui résiste souvent mieux à l'entraînement ou qui est seulement l'objet de déplacements limités, doit normalement se trouver enrichi au pied de l'horizon lessivé.

Les variations révélées par les bilans d'altération en A, B et C deviennent alors toutes compréhensibles. Le fer montre toujours une accumulation nette en B ; cela est tout à fait logique, d'après ce que l'on vient de dire. L'alumine et la silice ont un comportement plus varié : tantôt ils s'accumulent en B comme le fer mais de façon moins intense, tantôt ils montrent une variation croissante continue de haut en bas. L'interprétation est facile : dans le premier cas l'illuviation se produit ; dans le second elle n'a pas lieu et la matière redistribuée dans la tranche superficielle par l'évapotranspiration finit par être entraînée, la soustraction opérée par la matière organique lessivante étant plus forte que l'addition opérée par l'évapotranspiration. Du reste pour l'alumine, l'addition pouvait être fort réduite, compte-tenu de la très faible solubilité de cet élément dans l'eau.

C - CONCLUSION

La tendance évolutive instantanée explique bien la différenciation finale caractérisant des profils matures.

Un seul point reste à élucider : pourquoi observe-t-on deux types d'évolution différents dans la zone d'aération, un type avec et un type sans accumulation en B ? la réponse à cette question n'est pas encore tout à fait claire. On a déjà donné au chapitre précédent (cf. p.106) quelques indications à ce sujet. La cause du contraste doit être discrète, puisque les deux types de profils sont formés dans des conditions semblables, à partir de roches mères voisines.

Le parallélisme des comportements du fer et de l'aluminium dans les profils à accumulation généralisée, où l'accumulation de fer est particulièrement intense, permet de suspecter l'influence de la teneur en fer. Il semble que, plus le fer est abondant, plus l'alumine puisse rester stable en surface, comme si le fer le protégeait. On retrouve là une relation déjà soulignée précédemment (cf. p. 74).

La teneur en fer des roches mères paraît être un facteur déterminant du type d'évolution : de très faibles écarts dans la roche peuvent donner de très forts écarts dans les sols et toute l'évolution est modifiée. Ce point semble capital pour expliquer la diversité des sols dans une aire bio-climatique donnée.

II – GENESE DES LATERITES

Toutes les interprétations précédentes se rapportent exclusivement à des profils de caractéristiques assez semblables : profils forestiers, sur roches granitiques ou granodioritiques, bien différenciés et donc assez fortement matures. Ces interprétations ne seraient probablement pas toutes valables pour des profils développés de façon analogue, mais sur roches plus basiques (diorite, gabbro ou dolérite). D'après les quelques exemples de profils de ce type qui ont été étudiés ici, l'évolution relative aux roches acides et l'évolution relative aux roches basiques sont assez nettement distinctes (cf. fig. 18 et remarques de la p. 95). Une raison parmi d'autres permet de le comprendre : la dynamique des eaux souterraines ne paraît pas rigoureusement comparable dans les deux cas ; sur roche basique on ne retrouve généralement pas le niveau d'arènes plastiques de propriétés hydrologiques si particulières. Il est donc normal que la différenciation ne s'accomplisse pas de la même façon.

Néanmoins, on peut tenter de faire pour terminer une généralisation : partant des indications obtenues pour les profils sur roches acides, on verra succinctement comment on peut comprendre la genèse des latérites prises au sens large, c'est-à-dire telles qu'on les observe dans les régions tropicales humides, recouvrant toutes sortes de roches mères.

A - LES TROIS CAUSES DE LA DIFFERENCIATION

La latéritisation apparaît comme une gigantesque séparation fractionnée, au terme de laquelle les éléments chimiques sont répartis dans la couverture d'altération d'une toute autre façon qu'ils

l'étaient au départ. Pour expliquer le résultat de cette séparation, il faut invoquer l'intervention de plusieurs types de processus agissant simultanément ou successivement. Ceux-ci paraissent être au minimum au nombre de trois ; il y aurait en effet :

- Transfert en milieu solvant stationnaire de tous les produits solubilisés en profondeur dans la zone d'altération perpétuellement saturée d'eau. Ce transfert serait lié à des phénomènes de diffusion ionique, existant indépendamment de tout mouvement du liquide. Il aurait lieu de la base des nappes vers le sommet, c'est-à-dire de la zone où les solutions sont continuellement enrichies par l'hydrolyse vers la zone où elles sont continuellement diluées par les apports de pluie. Ce tranfert ascendant serait en somme la conséquence de l'homogénéisation des solutions.
- Déplacements ascendants de l'eau souterraine, sous l'action de l'évapotranspiration. Ces déplacements peuvent se faire simultanément de plusieurs manières : d'une part à l'état liquide, par effets de capillarité dans les terrains recouvrant la nappe ou encore par effets d'osmose dans les tissus végétaux, d'autre part à l'état gazeux, par diffusion dans les pores aérés du sous-sol. Dans un cas la matière en solution suit plus ou moins fidèlement le liquide dans son mouvement ; dans l'autre cas, elle reste sur place, mais elle se concentre au fur et à mesure que le solvant se vaporise, ce qui peut provoquer sa précipitation.
- Mouvements descendants de l'eau, sous l'influence de la gravité. Ces mouvements sont de deux sortes : mouvement vertical de l'eau d'infiltration, entre la surface du sol et le toit de la nappe, mouvement latéral de l'eau de la nappe. Comme il s'agit là toujours de déplacements en phase liquide, la matière en solution ou en suspension suit le mouvement. C'est pour ce type de déplacements que l'action lessivante de l'eau peut être considérablement amplifiée par les agents organiques libérés par les litières végétales, surtout quand il s'agit des eaux d'infiltration.

Chacun de ces processus participe à la différenciation de la matière initiale. En effet les constituants minéraux des profils ne réagissent pas tous identiquement aux mouvements du liquide interstitiel ou aux changements de composition des solutions ; ils sont concernés de façon sélective. Cela se voit pour chaque processus.
- Le transfert en milieu solvant stationnaire assure la migration des produits solubilisés au fur et à mesure de leur libération, ce qui permet à la dissolution de se poursuivre, mais les éléments partent en solution avec une vitesse qui dépend de leur solubilité : alcalins et alcalino-terreux les premiers, silice ensuite, fer et alumine enfin. Le phénomène aboutit, on le voit, à l'enrichissement relatif de ces derniers dans la zone de départ.
- Le déplacement ascendant de l'eau sous l'effet de l'évapotranspiration est également sélectif. S'il s'agit d'une vaporisation souterraine, les précipitations de matière dans la tranche d'aération se font selon un ordre inverse de leur solubilité : l'alumine et le fer sont vite déposés, tandis que les bases restent dissoutes de façon durable. S'il s'agit d'une transpiration, le caractère sélectif est encore net : les plantes sont capables de "choisir" certains composés minéraux au détriment des autres ; ainsi Lovering a insisté (1959) sur l'importance des plantes accumulatrices d'alumine ou de silice dans les forêts tropicales. Quelle que soit la façon dont elle s'exerce, l'évapotranspiration peut provoquer, on le voit, de forts enrichissements absolus en sesquioxydes, voire en silice, dans la zone d'aération.
- Les mouvements descendants de l'eau d'infiltration ou de l'eau de nappe assurent le lessivage de certains éléments de préférence aux autres : la silice est plus soluble que l'alumine et le fer ; ces derniers sont différemment sollicités selon les conditions de drainage et la nature de la matière organique. D'une façon générale, dans la zone d'aération, l'alumine paraît davantage entraînée que le fer ; dans la zone hydromorphe, c'est l'inverse. Le phénomène aboutit, on le voit, soit à un enrichissement relatif au niveau lessivé pour l'élément qui résiste à l'entraînement, soit à un enrichissement absolu au niveau illuvial pour celui qui a subi un entraînement limité.

Bref chaque mécanisme s'accompagne d'un fractionnement de matière : au premier est lié la soustraction préférentielle des alcalins et des alcalino-terreux, voire de la silice, au second la redistribution des éléments peu solubles, fer et alumine surtout, au troisième la dissociation des éléments redistribués. L'altération latéritique peut être considérée comme une séparation fractionnée en trois opérations.

Du reste on ne peut pas comprendre la répartition des éléments dans les couvertures d'altération sans faire référence directement ou indirectement à ces trois processus.

- Ainsi la différenciation liée au transfert en milieu solvant stationnaire permet d'expliquer la formation de poches d'altération profondes dans lesquelles un fort déficit de matière existe apparemment bien en dessous du niveau des plus bas exutoires et par conséquent dans des eaux souterraines totalement stagnantes : le départ de matière s'opérerait par une sorte de siphonage des ions en solution. De telles poches semblent assez fréquentes dans les altérations sur roches granitiques (fig. 23).

- Ainsi la différenciation liée à l'évapotranspiration permet d'expliquer le caractère assez général de l'enrichissement absolu en fer ou en alumine dans la tranche d'aération des couvertures latéritiques ; cet enrichissement se manifeste non seulement dans les cuvettes et sur les versants, mais aussi dans les zones planes et sur les bosses, qu'il existe ou non des reliefs à l'amont. Un tel enrichissement paraît inexplicable si l'on invoque seulement des phénomènes de transferts descendants de matière (verticaux ou obliques).
- Ainsi la différenciation liée à l'entraînement par les eaux d'infiltration ou de nappe permet d'expliquer les divergences de comportement du fer et de l'alumine au cours de l'évolution. Redistribués ensemble dans la partie supérieure des profils par les phénomènes d'évapotranspiration, ces deux éléments peuvent subir ensuite un sort distinct : tantôt l'alumine est remobilisée et lessivée de préférence, c'est souvent ce qui semble se passer sous forêt dans les altérations assez bien drainées et c'est alors le fer qui tend à s'accumuler en surface ; tantôt le fer est remobilisé et lessivé de préférence, c'est souvent ce qui semble se passer dans les altérations peu ou pas drainées et c'est alors l'alumine qui tend à s'accumuler en surface.

B - LATERITE FERRUGINEUSE OU BAUXITE ?

D'après ce qu'on vient de voir, on devrait s'attendre à observer le développement des latérites ferrugineuses surtout en position topographique haute ou intermédiaire et celui des bauxites surtout en position topographique basse. Les premières se formeraient partout où l'eau ne séjourne pas et où le milieu reste suffisamment oxydant pendant la majeure partie de l'année ; les secondes se formeraient plutôt dans les bas-fonds, dépressions ou marécages, où l'eau stagne et où le sol reste engorgé.

De fait, le développement rapide de carapaces et de cuirasses superficielles, très riches en fer, est extrêmement caractéristique des zones tropicales devenues plus sèches par suite de la destruction de la forêt, et donc soumises à un lessivage plus oxydant ; ce phénomène est particulièrement net en Afrique occidentale où le fer encroûte très vite les paysages dénudés, sauf les bas-fonds humides. A l'opposé la formation de bauxites ou d'argiles enrichies en aluminium semble souvent liée à une phase de développement en milieu hydromorphe ou même marécageux, au cours de laquelle l'enrichissement en alumine se produit à la faveur de la mobilité accrue du fer et parfois de la silice (Keller, 1952 ; De Vletter, 1963 ; Harden et Bateson, 1963 ; Cates, 1964); les bauxites sédimentaires en tout cas sont souvent associées à des dépôts ligniteux ou tourbeux, notamment dans les gisements primaires du Missouri et dans les gisements tertiaires ou quaternaires des plaines basses des Guyanes.

On rejoint ainsi la distinction proposée par Scherman (1952) -latérites ferrugineuses produits de climats tour à tour secs et humides, bauxites produits de climats toujours plus ou moins humides-, distinction qu'il est tentant de généraliser en disant : l'évolution dépend non seulement du climat général, mais aussi du climat local, qui est lui-même fonction de la situation des formations résiduelles dans le paysage ; l'humidité permanente favorable aux bauxites est plutôt dans les dépressions que sur les reliefs.

Cependant certains faits semblent mal s'accorder avec cette généralisation.

- D'une part, on a vu au chapitre I que l'invididualisation de gibbsite dans nos profils guyanais semblait conditionnée par l'existence de pédo-climats relativement secs, comme on en trouve dans les formations à excellent drainage interne.
- D'autre part, on connaît de nombreux cas de cuirasses bauxitiques couronnant des plateaux, par exemple en Guinée sur dolérite ou sur schiste, à Madagascar et en Malaisie sur différentes roches mères, et même en Guyane. Bien que les auteurs ne soient pas tous absolument d'accord sur les conditions exactes qui ont permis leur développement (roche mère, climat, végétation, drainage), on admet en général que ces bauxites résultent d'un enrichissement relatif d'alumine, consécutif au départ des autres constituants sous l'effet d'un lessivage particulièrement intense (Mackenzie, 1952 ; Sabot, 1954 ; D'Hoore, 1954 a ; Gordon *et al.*, 1958 ; Maignien, 1958 ; Hose, 1961 ; Wolfenden, 1961 ; Allen, 1962 ; Grubb, 1963 ; De Vletter, 1963) ; cet enrichissement est souvent mis en relation avec une situation topographique assurant un drainage parfait.

Ces deux faits posent problème. Cependant ils ne sont pas forcément en contradiction avec la règle énoncée précédemment ; en effet,

- le développement préférentiel de la gibbsite dans des pédo-climats assez secs n'implique pas l'impossibilité de tout enrichissement d'alumine libre en milieu mal drainé. En effet les autres hy-

drates d'alumine (diaspore et boehmite) semblent pouvoir se former par désilicification d'argiles dans des environnements marécageux et réducteurs (Keller, 1952). En outre rien n'empêche de penser que les bauxites à gibbsite résultent de deux phases successives d'évolution, l'une en milieu hydromorphe, favorable au développement d'argiles et à l'évacuation du fer, l'autre (après modification du réseau de drainage) en milieu oxydant, favorable à la destruction d'argiles et à l'accumulation de l'alumine libérée.

- quant aux bauxites de plateaux, décrites à l'instant, elles sont d'âges extrêmement variés, parfois très anciens ; rien n'assure que les conditions morphologiques et bio-climatiques dans lesquelles ces bauxites se présentent actuellement sont bien identiques aux conditions responsables de leur développement. Peut-être se sont-elles formées en milieu hydromorphe dans des zones relativement basses avant que l'érosion les fasse apparaître par inversion de relief en position culminante ? Peut-être encore évoluèrent-elles en milieu aéré, mais sous l'influence d'une végétation dont l'humus, contrairement à celui de la forêt guyanaise, aurait mobilisé davantage le fer que l'alumine ? Peut-être enfin doit-on imaginer, pour certaines bauxites formées à des âges très reculés, des conditions atmosphériques radicalement différentes de celles connues aujourd'hui ? Ainsi Lepp et Goldich (1964) envisagent l'éventualité, au précambrien, de périodes de latéritisation sous une atmosphère plus ou moins dépourvue d'oxygène, rendant le fer extrêmement mobile en surface. Ces questions restent ouvertes.

Il semble en définitive qu'on ne puisse trancher le problème de la genèse des bauxites et des latérites sans s'interroger sur la validité du principe des causes actuelles. De deux choses l'une : ou bien les conditions bio-climatiques présentes sont totalement différentes de celles qui existèrent lors de la formation des vieilles cuirasses bauxitiques ; rien ne s'oppose alors à ce que celles-ci se soient formées en position sommitale conformément à leur position d'aujourd'hui. Ou bien les conditions bio-climatiques actuelles furent toujours assez constantes, du moins pour des périodes géologiques pas trop anciennes ; il faut alors tenir compte de la tendance évolutive mise en évidence dans les profils guyanais, tendance selon laquelle le fer s'accumule davantage en surface que l'alumine chaque fois que le lessivage a lieu dans des conditions oxydantes ; la position surplombante des vieilles cuirasses bauxitiques serait alors simplement le résultat de leur résistance particulièrement ferme à l'érosion.

C - L'EVOLUTION DES IDEES

Les trois causes de la différenciation latéritique, telles qu'on les a définies, ne semblent pas avoir été jusqu'à présent suffisamment perçues.

La plupart des vieux auteurs qui se sont penchés sur ce problème avaient cependant implicitement ou explicitement admis l'existence de migrations ascendantes des sesquioxydes. Selon eux ce phénomène, joint au lessivage des produits solubles par les circulations d'eau souterraine, rendait bien compte des caractères observés le long des profils, avec une "zone de départ" à la base et une "zone de concrétionnement" au sommet (pour la définition de ces locutions dues à Lacroix, voir p. 18). Deux des trois aspects de la latéritisation étaient donc déjà clairement reconnus : c'est ce qui ressort notamment des études de Lacroix, (1913 et 1934), de Lapparent, (1923) et Erhart (1935). Toutefois, pour expliquer les migrations ascendantes, on invoquait alors volontiers des phénomènes de remontée capillaire de nappe, phénomènes qui paraissent aujourd'hui souvent peu opérants, sinon inexistants.

Plus récemment, sous l'influence peut-être de Sabot (1954) et de certains pédologues (D'Hoore, 1954 ; Maignien, 1958), une nouvelle conception se fit jour. Cette conception insiste beaucoup plus sur les phénomènes de lessivage et d'entraînement descendants (verticaux ou latéraux) provoqués par les circulations d'eau. De fait, la répartition des accumulations ferrugineuses dans les paysages accidentés se présente fréquemment sous forme de niveaux étagés, comme s'il y avait migration progressive de matière des niveaux élevés vers les niveaux inférieurs. Par voie de conséquence on en est souvent venu à considérer que les transferts ascendants liés à l'évaporation étaient secondaires sinon négligeables ; et en définitive les cuirasses latéritiques finissaient par être assimilées à de simples horizons d'accumulation nourris par le lessivage d'horizons superficiels maintenant disparus.

On a souligné précédemment ce qu'il convenait d'en penser : les mouvements de matière descendants ne rendent pas compte, semble-t-il, de toutes les différenciations observées dans les couvertures latéritiques, en particulier dans le cas de pénéplaines granitiques faiblement accidentées où l'on observe le fer et parfois l'alumine concentrés en surface, quelle que soit la position topographique. Du reste de nombreux pédologues en conviennent, ainsi par exemple Segalen (1964, 1965

a et b) qui cite notamment les travaux expérimentaux de Burgess et Beadle (1953) et les observations de terrain de Bachelier (1959) ; ainsi de même Martin (1966). Ces auteurs admettent, comme je le fais ici, que la répartition des sesquioxydes dans les profils est le résultat de migrations tour à tour ascendantes et descendantes, du reste sans toujours préciser les mécanismes en cause.

Mais j'insiste en outre sur un aspect supplémentaire et nouveau : la différenciation latéritique suppose aussi l'existence de déplacements de matière se produisant au sein de solutions immobiles. En effet, les circulations de l'eau souterraine sont toujours très lentes dans les altérations argileuses profondes comme celles qui se développent sur roches granitiques. En dessous du plus bas niveau hydrostatique, soit en dessous de 10 à 15 m de profondeur, les nappes paraissent très souvent stagnantes. L'évacuation des produits libérés par l'hydrolyse au front d'altération ne peut, dans bien des cas, se faire que d'une façon indirecte : dans un temps les solutions sont diluées en surface par les apports de pluie, dans un deuxième temps elles s'homogénéisent, dans un troisième elles sont drainées par le haut, lorsque la nappe "déborde". Le lessivage est alors très amorti. Et on comprend que ses effets puissent être tout différents de ceux produits par les circulations actives de la tranche de terrains superficiels : dans un cas l'altération est génératrice d'argiles kaoliniques, dans l'autre cas elle est génératrice d'oxydes ou d'hydrates de fer et d'alumine.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Pour conclure le travail précédent, il est utile de procéder à un double inventaire et de mettre l'accent sur quelques idées maîtresses qui se sont dégagées tout au long de l'exposé.

I – INVENTAIRE DES RESULTATS ACQUIS

Cet inventaire ne nécessite pas de longs développements : c'est un simple rappel des données acquises chapitre après chapitre (cf. notamment les conclusions partielles p. 65, p, 109 et p. 126).

Au chapitre I consacré à la minéralogie de l'altération, on a vu que :

- Le quartz est le minéral primaire qui résiste le mieux à l'altération; ses pertes, évaluées par la suite (p. 87), sont de l'ordre de 15 % au niveau des argiles profondes (arènes plastiques).
- Les micas (muscovite et biotite) et les phyllites de rétromorphose (séricites) sont assez tenaces : ils subsistent habituellement en petite quantité jusqu'au sommet des profils. Mais l'altération les fragmente, les transforme progressivement en interstratifiés de diverses natures, de distance interfoliaire variable 10-15 Å. Toutes ces phyllites sont héritées des minéraux micacés du substratum, il n'y a pas et il ne semble pas qu'il puisse y avoir de néoformation de phyllites de ce type pendant les premières phases de l'altération latéritique.
- Les deux minéraux principaux d'altération, kaolinite et gibbsite, ont une distribution granulométrique très étalée : on en trouve dans toutes les fractions, argiles à graviers. Cette distribution varie selon les niveaux d'altération et selon la nature des roches mères ; il est donc hasardeux de vouloir caractériser un complexe d'altération à l'aide de la seule fraction argileuse.

Au chapitre II consacré à la géochimie de l'altération, on a vu que :

- Il est possible de reconstituer la composition minéralogique précise des échantillons d'altération à partir de données purement chimiques, en combinant les résultats d'analyses chimiques totales et différentielles (dosage de SiO_2 et de Al_2O_3 du complexe d'altération, extraits sélectivement par une solution sodique). Cela permet notamment de connaître les teneurs du quartz, meilleur étalon utilisable pour suivre les variations chimico-minéralogiques en "vraie grandeur" depuis la base jusqu'au sommet des profils.
- Les variations en "vraie grandeur" sont très significatives : l'altération provoque toujours un déficit de matière important, de 40 à 60 % en moyenne, et peut-être même davantage dans la tranche superficielle où cette évaluation risque d'être par défaut. Le déficit est diversement réparti selon les niveaux d'altération et selon les constituants.

. Selon les niveaux : le déficit est maximum dans les roches décomposées et dans l'horizon humifère.

. Selon les constituants : le déficit concerne davantage les bases que la silice combinée et davantage celle-ci que l'alumine et le fer.

- Sur roche granitique il existe deux types d'évolution dans les trois horizons supérieurs A, B et C. Tantôt la silice, l'alumine et la somme des constituants diminuent progressivement des arènes plastiques à la couche superficielle, seul le fer montre un maximum en B (profils sans accumulation

généralisée). Tantôt silice, alumine et fer présentent un maximum commun en B, plus accentué pour l'alumine et surtout pour le fer que pour la silice (profils à accumulation généralisée) ; cela se traduit par un maximum fréquent de gibbsite en B.
- Sur diorite quartzique ou sur dolérite l'évolution est différente ; le fer et l'alumine paraissent moins mobiles, ce qui expliquerait que les horizons superficiels sont moins appauvris et les accumulations moins nourries. La silice par contre est plus vite évacuée, ce qui justifie le développement moindre de la kaolinite.
- Il existe une destruction importante de kaolinite au sommet des profils, mais ses produits de destruction sont souvent en quasi totalité évacués, fait particulièrement net dans les profils sans accumulation généralisée : les sols sont alors très fortement appauvris sans paraître "lessivés" (au sens pédologique du terme).
- Les variations de volume pendant l'altération sont négligeables ou faibles (peut-être dans le sens d'un foisonnement) au niveau des arènes plastiques, elles sont plus importantes (sûrement dans le sens d'un tassement) à proximité de la surface, en B et surtout en A.

Au chapitre III, en étudiant le régime des nappes phréatiques des altérations argileuses (exemple pris au Dahomey, en pays de savane), on a vu que :

- En dépit des fortes fluctuations de niveaux hydrostatiques observées, l'écoulement de nappe reste habituellement réduit : une forte proportion de l'eau qui s'infiltre échappe à l'écoulement et retourne à l'atmosphère par évaporation et par transpiration végétale. Cette proportion, variable selon les régions bio-climatiques, est souvent équivalente, voire supérieure, à la proportion qui s'écoule sous terre.
- L'eau souterraine est donc sollicitée par deux sortes de mouvements : les uns descendants, verticaux ou latéraux, les autres ascendants. Les mouvements ascendants se produisent soit dans les pores du sous-sol par effet de capillarité ou par diffusion à l'état gazeux, soit dans les racines et les tiges végétales par phénomènes d'osmose. Ce dernier mode de transfert semble prépondérant en région forestière.
- L'absence d'écoulement appréciable dans les rivières pendant la majeure partie de la saison sèche, alors que le niveau des nappes baisse régulièrement, conduit à admettre que la reprise évapotranspiratoire peut se manifester jusqu'à une profondeur considérable, 5 à 10 m sous la surface, et peut-être davantage.

II – INVENTAIRE DES QUESTIONS A APPROFONDIR

Là encore l'exposé peut être bref. Il suffit d'énumérer les sujets abordés au cours de l'étude, sur lesquels il conviendrait de revenir.

Quatre questions touchent à la minéralogie du sol.

- Les montmorillonites susceptibles d'exister dans les horizons lessivés des profils latéritiques, comme dans de nombreux sols acides, ont une origine radicalement opposée à celle des montmorillonites présentes dans certains milieux confinés ou dans certains sols basiques. Les unes sont des produits de dégradation, les autres des produits de néoformation (cf. p. 51). Il resterait à préciser dans quelle mesure les propriétés cristallo-chimiques de ces deux catégories peuvent être distinguées. Si la distinction est toujours possible, il serait logique d'en faire deux espèces séparées.
- La présence de kaolinites géantes dans les altérations et dans les sols pose un problème cristallographique (cf. p. 52). S'agit-il d'assemblages polycristallins ou de cristaux réguliers et, dans ce cas, quel est leur degré d'ordre ? La cristallinité de ces kaolinites est-elle bien fonction de la nature du minéral père et des conditions du milieu de genèse ?
- La kaolinite et la gibbsite ont une répartition verticale différente selon les profils. Les huit profils guyanais résument à eux seuls toutes les successions déjà décrites : ou bien kaolinite dès la base, ou bien gibbsite puis kaolinite, avec ou sans gibbsite au sommet. Le facteur fondamental qui commande la formation de ces minéraux paraît être le pédo-climat : pédo-climat sec favorable à la gibbsite, pédo-climat humide favorable à la kaolinite. L'altération a le choix à chaque instant entre deux orientations, l'une menant à la kaolinite, l'autre à la gibbsite, selon le type de pédo-climat. Les pédo-climats humides favorables à la kaolinite sont au coeur des massifs d'altération, les pédo-climats secs favorables à la gibbsite sont à leur périphérie (cf. p. 60). Cependant en raison de leur perméabilité parfois excellente, les roches altérées, même enfouies à la base des profils, peuvent théoriquement engendrer la gibbsite. Cette gibbsite profonde est-elle la règle ou l'exception ? Seul un vaste échantillonnage prélevé par forage permettrait de répondre à cette question.

- Il ne semble pas y avoir de succession génétique type : le premier minéral d'altération formé au front d'altération peut être aussi bien la kaolinite que la gibbsite. Cependant, compte tenu de l'importance du facteur pédo-climatique, on peut prévoir que chaque étape de la formation des profils correspond au développement privilégié d'un seul minéral : si l'on part d'un socle rocheux nu, l'étape de naissance devrait être normalement génératrice de gibbsite, l'étape de maturité devrait plutôt engendrer la kaolinite, l'étape de sénilité devrait en principe correspondre à une nouvelle génération de gibbsite. Cette reconstitution est-elle générale ? Il reste à le vérifier.

Trois questions touchent à la géochimie de l'altération et à la pédologie.

- La séquence de mobilité décroissante des bases, correspondant aux altérations latéritiques (Na > Ca > K), ne semble différer de la séquence correspondant aux altérations de climat tempéré que par l'inversion du couple Na–Ca (cf. p. 83). Cela est-il général et, dans l'affirmative, quelle est la cause de cette inversion ?
- Les bilans d'altération établis à quartz constant risquent de donner des résultats par excès pour les horizons de surface, car ils ne tiennent pas compte des pertes supplémentaires de quartz susceptibles d'exister à ce niveau (cf. p. 96). La plupart des variations gardent certes de toute façon leur signification ; cependant l'importance du lessivage de matière et l'ampleur des redistributions restent mal définies. Peut-on imaginer un autre type de bilan pour les préciser ? Cela permettrait de mieux apprécier pour chaque profil quel est l'aspect principal de la différenciation pédologique : lessivage ou redistribution. Cette distinction est capitale pour la caractérisation des sols.
- Il existe deux évolutions pédologiques distinctes sur roche granitique (profils avec ou sans accumulation généralisée en B). Quelle est l'origine de cette divergence ? La teneur en fer paraît intervenir mais d'autres facteurs peuvent agir aussi : nature de l'humus, degré de maturité des sols, caractères microclimatiques (cf. p. 106 et p. 132). Il reste à préciser leur importance respective.

Deux séries de questions touchent à l'hydrologie. Le régime des nappes phréatiques liées aux altérations reste en fait mal connu, en dépit de l'importance économique de ces nappes.

- On ne sait pas chiffrer de façon assez précise l'importance respective de l'évapotranspiration instantanée et de l'évapotranspiration différée pour chaque zone bio-climatique. On ne sait pas non plus exactement quel est le mécanisme de la décharge des nappes par évaporation dans les régions dépourvues de végétation (cf. p. 125).
- On ignore en outre quel est le mode d'écoulement souterrain (cf. p. 123) : la baisse des nappes se produit-elle par un écoulement superficiel limité au niveau de la zone de fluctuation, ou bien par un mouvement d'ensemble, ou bien encore à la faveur de circulations préférentielles en profondeur ? Cette dernière possibilité est suggérée par le fait que les altérations rocheuses de la base des profils sont souvent plus perméables que les altérations argileuses sus-jacentes. Cependant rien n'assure qu'il existe habituellement en profondeur un niveau de circulation généralisée. Tout se passe bien souvent comme si le drainage s'effectuait "à fleur de nappe", la couche d'eau profonde restant elle quasiment immobile, faute peut-être de pente hydraulique. Toutes ces questions présentent un intérêt théorique et pratique évident.

III – BIOSTASIE, LATERITISATION, FERRALLITISATION

Il y a deux façons d'aborder le problème des latérites ; on peut soit étudier le résultat de la différenciation opérée par l'altération, c'est-à-dire les formations résiduelles elles-mêmes, soit étudier les agents responsables de la différenciation, en l'occurrence l'eau souterraine et les solutions du sol. J'ai cherché ici à faire la double démarche.

Les indications recueillies dans les deux directions se recoupent ; de leur synthèse, il est possible de tirer plusieurs sortes d'enseignements.

1/ Mode de différenciation des profils : lessivage et redistribution ; phase résiduelle et phase migratrice.

Pour rendre compte de tous les faits observés, il faut invoquer l'action simultanée de trois causes de différenciation : lessivage des profils par le flot d'écoulement, transferts ascendants de l'eau souterraine par évapotranspiration, entraînement descendant par l'eau d'infiltration chargée de composés organiques. La première cause aboutit à l'"accumulation relative" des éléments peu solubles (alumine, fer et naturellement silice du quartz), la seconde et éventuellement la troisième provoquent une redistribution de la matière au profit de la tranche d'altération comprise entre

l'horizon superficiel et les couches hydromorphes profondes : c'est donc en B et C que peuvent prendre naissance les "accumulations absolues" (selon les expressions de D'Hoore, 1954).

La nature et l'intensité des accumulations absolues dépendent de l'efficacité des processus de redistribution. Ceux-ci sont fonction de la végétation. En région forestière comme la Guyane, il n'est pas surprenant de voir le fer s'accumuler plus souvent et plus intensément que l'alumine pour deux raisons : le fer est plus mobile en profondeur, par suite de l'hydromorphie ; les quantités redistribuées en surface par l'évapotranspiration peuvent donc être plus importantes ; en outre le lessivage par les composés organiques paraît souvent moins efficient pour le fer que pour l'alumine tant que le milieu reste suffisamment oxydant.

Au total, en dépit de sa mobilité moindre dans la tranche profonde des profils, l'alumine est davantage exportée que le fer, car elle se redistribue beaucoup moins en surface : les pertes au niveau des arènes plastiques ne semblent pas compensées par les gains au niveau des horizons de surface. Bien souvent il apparaît même un déficit d'alumine rapidement croissant dans la zone d'influence de la matière organique. C'est du moins le cas en Guyane pour de nombreux profils sur granite. La pédogenèse actuelle semble respecter davantage le fer que l'alumine.

Ce phénomène est-il général, pour tous les paysages forestiers du même type ? Dans l'affirmative, il conviendrait de nuancer le schéma proposé par Erhart (1956), selon lequel la forêt tropicale ombrophile agit comme un filtre qui retient le fer, l'alumine et bien sûr le quartz (phase "résiduelle") et laisse échapper les autres constituants (phase "migratrice"). L'effet de filtre de la forêt vis-à-vis de l'alumine ne paraît pas toujours absolu ; la matière organique fabriquée par la forêt est même directement responsable de la forte exportation d'alumine qui se produit très souvent au sommet des profils. La phase migratrice peut donc être assez riche en alumine ; la sédimentation contemporaine de la "biostasie" n'en est pas forcément dépourvue.

L'étude chimique des eaux de lessivage des profils reste à faire. Elle permettrait peut-être de mieux préciser l'importance relative des deux aspects de la biostasie :

- décomposition des roches en profondeur dans un milieu hydromorphe où l'alumine libérée trouve toujours assez de silice pour s'immobiliser sous forme de kaolinite.
- différenciation des horizons pédologiques en surface dans un milieu aéré et intensément lessivé par des eaux chargées de matière organique, où l'alumine peut être mobilisée au même rythme que la silice et exportée avec elle.

2/ Le critère de la latéritisation ; les degrés de latéritisation

Aux considérations générales précédentes, il faut ajouter pour terminer deux séries de remarques d'importance majeure car directement utilisables pour la caractérisation et la classification des sols latéritiques. Ces remarques précisent la portée pratique du grand fait révélé par les bilans d'altération : la latéritisation consiste essentiellement en une soustraction de matière, plus ou moins généralisée.

a) En premier lieu, l'effet soustractif de l'altération latéritique est si intense qu'il porte sur le complexe d'altération lui-même. Millot (1964, 1967) avait déjà clairement opposé les milieux continentaux évoluant normalement par soustraction et les milieux marins, lagunaires, voire lacustres, évoluant normalement par addition. Venant à sa suite et précisant le schéma pour les paysages latéritiques, je dirai : sous les climats chauds et humides, la soustraction de matière atteint son paroxysme. Les silicates d'origine profonde se dégradent en argiles, les argiles se dégradent en hydroxydes, et pour finir les hydroxydes peuvent eux-mêmes disparaître.

La présence de gibbsite n'est pas un indice nécessaire de la latéritisation ; lier l'intensité de la latéritisation à la richesse en gibbsite risque d'être souvent un contresens : la gibbsite peut être absente soit parce qu'elle ne se forme pas, soit parce que l'alumine libérée est elle-même évacuée hors des profils. En Guyane, dans de nombreux profils sur granite, c'est le second cas qui se produit : l'argile kaolinique est intensément détruite en surface et l'alumine résiduelle est à son tour soustraite ; au niveau de l'horizon A il ne reste que le tiers de la silice combinée et de l'alumine présentes dans les arènes plastiques, au niveau de l'horizon B il n'en reste encore que les deux tiers.

Le critère essentiel de la latéritisation (1) semble plutôt être la destruction plus ou moins massive d'argile. En cela la latéritisation s'apparente à la podzolisation et ce fait ne doit pas surprendre : dans un cas l'intensité de l'altération est d'origine climatique, dans l'autre elle est d'origine bio-chimique (Duchaufour et Lelong, 1967). La destruction de l'argile en surface peut s'accompagner ou non d'une accumulation d'alumine libre ; plus le lessivage est accentué, moins cette accu-

(1) Considérée ici exclusivement comme phénomène d'altération de la tranche la plus superficielle ou zone de pédogenèse.

mulation a de chances de se produire. Autrement dit, plus le processus évolutif est marqué, moins l'"allitisation" peut paraître manifeste ; le terme ferrallitisation, souvent employé pour désigner ce processus, semble donc peu adéquat.

b) En second lieu, l'effet soustractif semble dépendre étroitement de la nature de la roche mère. Les indications obtenues sur ce point ne sont que partielles et peut-être provisoires : la recherche a surtout porté sur des roches acides (granites) ; les caractères de l'altération sur roche intermédiaire (diorite quartzique) et basique (dolérite) ont été seulement entrevus. Cependant il est frappant de constater le changement progressif d'évolution d'un type de roche à l'autre, en fonction de la richesse en minéraux ferromagnésiens.

Sur roche cristalline mésocrate et surtout mélanocrate, la tranche de décomposition est souvent moins épaisse, en tout cas le niveau d'arènes plastiques est beaucoup moins développé que sur roche leucocrate ; les produits d'altération rocheux sont par contre plus abondants, les terres argileuses superficielles ont une granulométrie plus contrastée, la stabilité structurale est meilleure, le milieu est mieux aéré, la tendance à l'hydromorphie est bien moins marquée. Au point de vue géochimique, la désilicification est plus totale, mais le fer et l'alumine paraissent moins mobiles que sur roche granitique ; aussi, en dépit de la forte désilicification, les roches basiques donnent des produits résiduels qui peuvent être au terme de l'évolution moins appauvris que ceux des roches acides.

Il semble en définitive que l'on puisse résumer l'influence des roches mères ainsi : sur roche cristalline acide, l'altération est lente, mais progressive, pénétrante ; la dégradation est sans fin. Sur roche basique l'altération est rapide, brutale, mais elle reste assez superficielle et la dégradation finit par se bloquer.

La brutalité même de l'altération explique sa faible puissance de pénétration : les roches se transforment d'emblée en formations poreuses, voire caverneuses, très perméables à l'air et à l'eau, où le fer libéré s'oxyde immédiatement. Ce fer assure une protection contre les dégradations ultérieures, tant chimiques que structurales ; il est un facteur de stabilité. On comprend dès lors que les massifs de roches basiques, bien que constitués de matière très altérable, apparaissent souvent en saillie dans les paysages tropicaux.

La conséquence pédologique est fort importante : le processus évolutif semble bien lié au chimisme de la roche mère, mais de façon inverse à ce que l'on pouvait croire. L'évolution pourrait aller plus loin sur roche acide, siliceuse, alcaline que sur roche basique, silicatée, ferro-magnésienne. Ce fait serait en relation avec des différences de structure : sur roches acides, les sols sans cesse appauvris deviennent vite fragiles et, à force d'être battus par les pluies, ils finissent par être compacts, hydromorphes et asphyxiants ; sur roches basiques, les sols, plus résistants au lessivage, conservent mieux leur structure originelle, ils restent pénétrables à l'air et leur fertilité persiste. Il semble que, pour les sols tempérés, le facteur de structure soit également un critère essentiel du type évolutif (Duchaufour, communication personnelle).

En bref on pourrait dire, dans la mesure où les relations précédentes sont bien générales, que la nature des roches commande étroitement l'ensemble de la différenciation latéritique, depuis ses formes initiales à la base des profils, jusqu'à ses formes ultimes au sommet. La diversité des sols dans un paysage latéritique donné résulterait pour une très large part de la diversité des roches mères. Dès lors le facteur roche mère devrait être considéré comme l'un des critères essentiels pour la classification de ces sols.

ANNEXES

ANNEXE I

DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE LE LONG DES PROFILS

Les résultats chiffrés, donnant la distribution granulométrique le long des profils, sont groupés dans les deux tableaux suivants (XI et XII) : le premier concerne les échantillons pris globalement, le second le quartz (> 38 µ) extrait des échantillons. Les résultats sont exprimés en pourcentages pondéraux des tranches obtenues par le fractionnement.

ECHANTILLONS		FRACTIONS GRANULOMETRIQUES						
		< 2 µ	2-38 µ	38-74 µ	74-210 µ	210-495 µ	495-2000 µ	> 2000 µ
Profil 2	B	29,0	53,0	5,1	4,5	3,5	4,8	0,1
	C	9,3	47,3	31,0	12,1	0,3	0	0
	D	5,7	28,3	15,0	4,0	11,0	33,0	3,0
Profil 6	AC	15,1	3,6	8,5	20,1	31,7	19,0	2,0
	C I	14,9	2,2	12,9	19,5	27,5	20,6	2,4
	C II	20,2	3,0	5,9	16,8	20,4	25,3	8,4
Profil 14	A	18,3	6,5	11,7	22,9	23,5	14,4	2,7
	B	39,6	5,7	7,8	10,7	12,7*	10,8*	12,7
	EB	5,6	7,4	9,7	27,0	36,8	13,5	0
	C	34,6	7,8	7,9	12,1	13,9*	14,1*	9,6
	D	17,9	23,4	12,3	9,2	9,5*	24,0*	3,7
	E	0,8	7,5	7,2	20,2	36,0	28,3	0
	F	0,3	4,7	5,7	19,6	30,7	39,0	0
Profil 20	B	38,3	26,8	8,2	8,2	11,3	7,2	0
	D	2,9	21,5	25,3	11,4	15,8	21,3	1,8
	F	0,1	2,2	3,8	14,0	35,4	44,5	0
Profil 22	AB	34,7	4,0	3,0	9,8	28,7	19,6	0,2
	D I	2,9	10,6	25,6	14,5	20,4	24,5	1,5
	D II	6,1	12,0	23,7	16,7	18,4	22,8	0,3
	D III	8,1	16,0	18,2	21,7	18,4	16,6	1,0
	D IV	4,6	17,1	19,5	21,4	19,5	17,5	0,4
	E I	1,5	15,0	9,2	20,8	36,3	17,2	0
	E II	0,9	7,5	5,5	14,2	41,7	30,2	0
	F	0,5	4,6	4,6	16,2	38,9	35,2	0
Profil 23	AB	45,2	7,4	5,9	8,7	12,0	9,8	11,0
	B	53,5	2,1	6,4	8,0	8,9	5,6	15,5
	C	23,4	19,2	4,9	4,9	8,3	19,5	19,8
	E I	1,9	10,7	8,0	21,4	37,4	20,6	0
	E II	2,1	11,4	9,2	21,9	38,9	16,5	0
Profil 34	AC	26,8	12,6	5,7	7,3	8,3	5,0	34,3
	C I	13,4	21,6	10,6	13,0	17,2	15,7	8,5
	C II	8,7	24,2	9,5	10,5	13,1	17,1	16,9
	E	1,5	9,1	5,4	20,5	38,8	24,7	0
Profil 17-19	AC	17,4	6,3	9,1	9,7	9,8	22,2	25,5
	C I	40,0	6,3	6,6	4,5	3,4	5,2	34,0
	C II	39,0	11,9	10,0	7,9	5,3	6,6	19,3
	E	3,0	15,7	7,7	23,1	49,2	1,3	0
	F	0,8	9,7	8,6	23,6	48,2	9,1	0

TABLEAU XI. - Distribution granulométrique des échantillons totaux, selon les 7 fractions considérées (en % pondéraux).

* Les fractions correspondantes sont 210-417 µ et 417-2000 µ.

ECHANTILLONS		FRACTIONS GRANULOMETRIQUES				
		38-74 µ	74-210 µ	210-495 µ	495-2 000 µ	> 2 000 µ
Profil 2	B	6	14	34	45	1
	C	55	44	1	0	0
	D	3	7	21	63	6
Profil 6	AC	6	67		25	2
	C I	9	59		29	3
	C II	4	47		37	12
Profil 14	A	7	29	36	25	3
	B	10	20	30	24	16
	EB	4	22	50	24	0
	C	9	24	29	28	10
	D	6	15	19	53	7
	E	2	10	38	50	0
	F	6	22	19	53	0
Profil 20	B	7	26	41	26	0
	D	4	12	31	52	1
	F	5	19	35	41	0
Profil 22	AB	5	15	47	33	0
	D I	1	16	33	48	2
	D II	1	10	37	51	1
	D III	1	11	41	45	2
	D IV	1	12	40	46	1
	E I	0	7	50	43	0
	E II	1	7	45	47	0
	F	2	12	48	38	0
Profil 23	AB	10	20	36	24	10
	B	11	25	34	18	12
	C	4	9	22	43	22
	E I	4	19	50	27	0
	E II	5	19	50	26	0
Profil 34	AC	9	21	32	11	27
	C I	6	20	41	30	3
	C II	5	18	32	32	13
	E	4	27	58	11	0
Profil 17-19	AC	15	49	26	10	0
	C I	19	39	35	7	0
	C II	14	54	25	7	0
	E	23	24	53	0	0

TABLEAU XII. - Distribution granulométrique du quartz (> 38 µ) extrait des échantillons, selon les 5 fractions considérées (en % pondéraux).

Il faut noter que, par suite du léger écrasement auquel les échantillons rocheux (termes E et F) ont été soumis, les fractions grossières de ces échantillons sont sous-estimées : l'évolution de la granulométrie, dans le sens d'un fractionnement progressif en allant de bas en haut des profils, apparaît donc dans les tableaux moins marquée qu'elle l'est en réalité.

ANNEXE II

ESSAIS DE DETERMINATION MINERALOGIQUE QUANTITATIVE PAR DIFFRACTION AUX RAYONS X

par Pierre LEYMARIE et François LELONG

Le principe de ces essais est le suivant : on cherche s'il existe une corrélation simple entre les teneurs deux principaux minéraux de mélanges simples et les intensités de diffraction aux rayons X correspondantes.

On sait (Guinier, 1956) que l'intensité du rayonnement réfléchi I_x par une phase x d'un mélange cristallin est donnée par la formule :

$$I_x = \frac{K_x \, T_x}{\mu} \cdot I_0$$

I_0 : intensité du rayonnement incident
μ : coefficient d'absorption massique du mélange
T_x : teneur de la phase dans le mélange
K_x : constante d'appareillage pour le mélange.

Si l'on compare l'une à l'autre deux raies représentatives de deux phases différentes x et y contenues dans le mélange, les rapports d'intensités et de teneurs devraient normalement se trouver en relation linéaire ; en effet on peut ainsi éliminer le coefficient d'absorption massique du mélange :

$$\frac{I_x}{I_y} = \frac{K_x}{K_y} \cdot \frac{T_x}{T_y} = C \cdot \frac{T_x}{T_y} \qquad C = \text{constante}$$

relation qui permet en théorie d'utiliser les rayons X pour doser des mélanges inconnus à partir de mélanges connus.

Afin de tester cette méthode, on s'est servi de mélange simples (quartz-gibbsite ou gibbsite-kaolinite), obtenus par le fractionnement granulométrique des échantillons du profil 14. Chaque mélange fut soumis à l'analyse chimique et à l'examen aux rayons X avec un diffractomètre enregistreur C. G. R., selon la technique décrite p. 32. Les rapports I_x/I_y furent établis en mesurant la hauteur des pics sur les diffractogrammes (les raies considérées sont la raie à 1,82 du quartz, la raie à 4,82 de la gibbsite, la raie à 3,59 de la kaolinite) ; les rapports T_x/T_y furent calculés à partir des résultats des dosages chimiques, et cela avec une précision très acceptable compte-tenu de la nature des mélanges. L'étude de la relation rapports d'intensités-rapports de teneurs a pu ainsi être faite pour 12 mélanges quartz-gibbsite (Q-G) et pour 10 mélanges gibbsite-kaolinite (G-K). Les résultats obtenus sont représentés sur les deux diagrammes de la figure 24.

On remarque sur le premier diagramme, relatif aux mélanges quartz-gibbsite, qu'il semble exister non pas une, mais plusieurs corrélations entre les rapports de teneurs et les rapports d'intensités, comme si la corrélation dépendait de la fraction granulométrique considérée : pour un rapport T_Q/T_G donné, le rapport I_Q/I_G paraît plus grand pour les fractions fines et ce rapport est maximum pour l'échantillon F, terme incomplètement altéré de la base du profil. Ceci pourrait s'expliquer en admettant que l'intensité diffractée par la gibbsite croît avec la taille de ses cristaux, probablement par suite de l'augmentation de leur cristallinité et de leur orientation préférentielle dans les préparations ; et peut-être aussi en raison de l'importance relativement moindre des oxydes de fer (fortement absorbants) qui enduisent les cristaux de gibbsite, au fur et à mesure que leur taille augmente.

Sur le second diagramme, relatif aux mélanges gibbsite-kaolinite, les deux fractions fines étudiées (< 0,5 μ et 0,5 à 2 μ ne semblent pas donner lieu à des relations distinctes. Mais les points figuratifs restent dispersés : à chaque valeur de IG/IK correspondent différentes valeurs possibles pour TG/TK ; la détermination du rapport de teneurs ne peut guère se faire avec une précision supérieure à 20 ou 30 % en valeur relative.

Ainsi dans ce cas comme dans le précédent, les techniques diffractométriques paraissent difficilement utilisables pour des déterminations quantitatives précises et il en va probablement de même chaque fois qu'on veut étudier des mélanges dont les constituants présentent des caractères variables d'un échantillon à l'autre.

Comme il s'agissait ici d'échantillons prélevés le long d'un profil d'altération, où les minéraux présentent des variations non seulement de teneurs mais aussi d'habitus et de cristallinité selon les niveaux d'altération et selon les fractions granulométriques, l'imprécision des déterminations aux rayons X ne doit nullement surprendre.

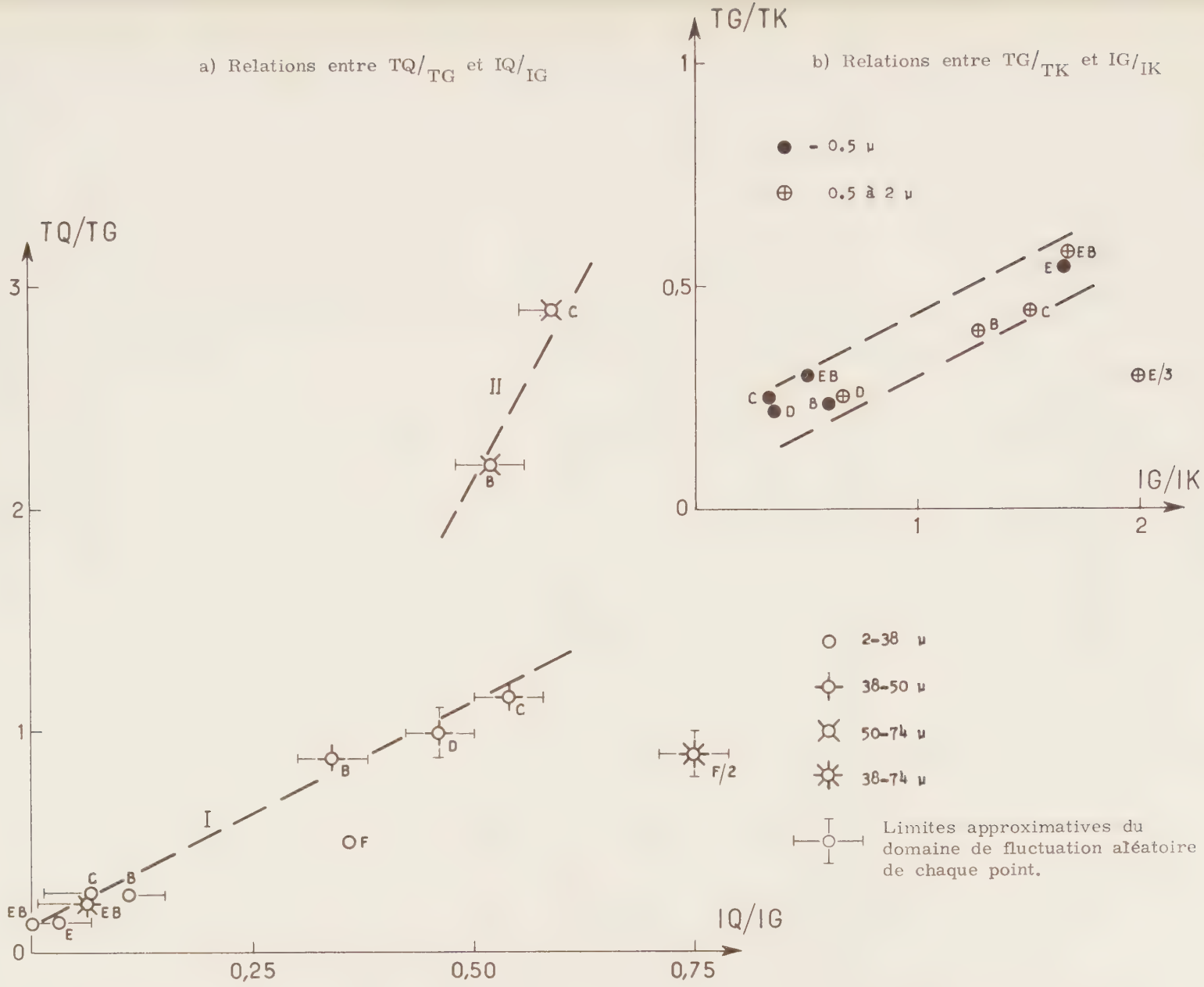


FIGURE 24 - Relations entre les rapports de teneurs (T) et d'intensités (I) de mélanges quartz-gibbsite et gibbsite-kaolinite.
TQ = teneurs de quartz ; TG = teneurs de gibbsite ; TK = teneurs de kaolinite ;
IQ = intensités de quartz ; IG = intensités de gibbsite ; IK = intensités de kaolinite.

ANNEXE III

TRAITEMENT UTILISE POUR LE DOSAGE DE SiO_2 ET Al_2O_3 DU "COMPLEXE D'ALTERATION" ET ESSAIS PRELIMINAIRES SUR DES MINERAUX CONNUS

par Marie-Louise BLANCHET et François LELONG

La manipulation est la suivante :

- Sécher l'échantillon, préalablement broyé (< tamis 50 M), à l'étuve à 110°C. Refroidir au dessicateur.
- Prendre 100 mg de poudre et la chauffer au four à 550° C pendant 2 heures.
- Attaquer la poudre par 100 ml de NaOH 0,5 N (5 mn d'ébullition), dans un creuset de nickel. Préparer simultanément un "blanc" (pour chaque série d'échantillons).
- Filtrer la solution sodique sur entonnoir en plastique. Le filtrat est recueilli dans un bécher de 800 ml contenant 400 ml d'eau et 15 ml d'HCl 1/1.
- Bien agiter la solution. Laver le résidu sur le filtre par une solution sodique froide (contenue dans un récipient en plastique) et de l'eau chaude.
- Verser dans une fiole de 1 litre. Ajuster avec de l'eau.
- Prendre 10 ml pour le dosage colorimétrique de SiO_2 (méthode habituelle). Pour le dosage de Al_2O_3, on dilue 10 fois et on prélève 10 ml (méthode à l'ériochromecyanine). Ces méthodes sont décrites dans Behr et al. (1960) et dans Blanchet et Malaprade (1967).

		% de l'analyse chimique totale	Grain moyen après broyage	% dans la solution d'attaque différentielle	Taux dissous par l'attaque différentielle
Mélange 1/1 Quartz-Plagioclase (à 20 % An)	SiO_2	75,9	20 à 100 µ	0,37	0,5 %
			< 20 µ	2,91	3,8 %
	Al_2O_3	14,45	20 à 100 µ	0,28	1,9 %
			< 20 µ	1,24	8,6 %
Biotite (Granite guyanais)	SiO_2	39,16	20 à 100 µ	2,56	6,5 %
			< 20 µ	3,35	8,6 %
	Al_2O_3	17,11	20 à 100 µ	1,71	10,0 %
			< 20 µ	2,42	14,1 %
Kaolinite grossière (Guyane)	SiO_2	(46)	2 à 100 µ	35,60	77,4 %
			< 20 µ	44,30	96,3 %
	Al_2O_3	(40)	2 à 100 µ	31,20	78,0 %
			< 20 µ	37,30	93,2 %
Kaolinite fine (Prolabo)*	SiO_2	48,10	< 20 µ	36,60	76,1 %
	Al_2O_3	36,70	< 20 µ	32,20	87,8 %

TABLEAU XIII. - Taux de dissolution différentielle de SiO_2 et Al_2O_3 de divers minéraux dans NaOH (0,5 N) à l'ébullition pendant 2,5 mn.

Les chiffres entre parenthèses de la colonne 1 représentent des pourcentages approximatifs, établis d'après les formules structurales.

* Compte tenu des impuretés de cette kaolinite (environ 15 % d'illite et 5 % de quartz), le taux de dissolution réel de cette kaolinite est pratiquement 100 %.

Ce traitement est tout à fait comparable à celui décrit par Hashimoto et Jackson (1960). La seule variante (5 mn d'attaque au lieu de 2,5 mn) a été introduite après de nombreux essais pour permettre une solubilisation plus totale des particules grossières de kaolinite. On n'a jamais observé de réprécipitation de la silice dans la solution d'attaque ou dans le filtrat, mais il est prudent de procéder au dosage de SiO_2 et d'Al_2O_3 aussi vite que possible après l'extraction.

		% de l'analyse chimique totale	Grain moyen après broyage	% dans la solution d'attaque différentielle	Taux dissous par l'attaque différentielle
Biotite (Granite de Razès)	SiO_2	34,42	200 à 300 μ	0,70	2,0 %
			< 20 μ	5,44	15,8 %
	Al_2O_3	18,74	200 à 300 μ	2,25	12,8 %
			< 20 μ	6,75	36,0 %
Muscovite	SiO_2	(46)	200 à 300 μ	1,70	3,7 %
			< 20 μ	21,04	45,7 %
	Al_2O_3	(38)	200 à 300 μ	3,00	7,9 %
			< 20 μ	16,00	42,1 %
Illite (8 545 I.C.F.)	SiO_2	59,65	< 20 μ	12,28	20,6 %
	Al_2O_3	26,00	< 20 μ	12,25	47,1 %
Montmorillonite (Marcognac, I.C.F.)	SiO_2	55,60	< 20 μ	9,64	17,3 %
	Al_2O_3	21,00	< 20 μ	5,25	25,0 %

TABLEAU XIV. - Taux de dissolution différentielle de SiO_2 et Al_2O_3 de divers minéraux dans NaOH (0,5 N) à l'ébullition pendant 5 mn.

Les chiffres entre parenthèses de la colonne 1 représentent des pourcentages approximatifs, établis d'après les formules structurales.

L'action de ce traitement sur différents échantillons minéralogiques de composition connue a été étudiée lors de deux séries d'essais dont les résultats sont présentés dans les tableaux XIII et XIV. La durée de l'attaque sodique, 2,5 mn pour la première série, 5 mn pour la seconde, ne semble pas influencer sensiblement le taux de dissolution des espèces résistantes, on le voit pour la biotite. L'effet du broyage des échantillons en grains est beaucoup plus sensible : la muscovite, peu attaquée quand elle est grossière (200 à 300 μ), est dissoute à plus de 40 % après un broyage intense, soit davantage que l'illite dont les caractères cristallo-chimiques sont pourtant voisins. Cet effet s'explique aisément : la porphyrisation entraine une augmentation rapide du rapport surface sur volume et probablement une certaine amorphisation des grains, éléments propres à accélérer considérablement les vitesses de dissolution.

ANNEXE IV

REMARQUES SUR LE DOSAGE DES ELEMENTS MAJEURS DE PRODUITS ARGILEUX PAR SPECTROMETRIE PHOTOELECTRIQUE AU QUANTOMETRE A.R.L.

par Kuppusami GOVINDARAJU

Les progrès réalisés dans le domaine du dosage des éléments majeurs des roches silicatées communes (granite-basalte) sont exposés en détail dans une récente publication (Govindaraju, 1965). En bref, la méthode consiste à faire fondre 200 mg de roche avec 4 g d'un fondant (H_3Bo_3 + Li_2CO_3 + $SrCO_3$ + Co_3O_4), à broyer finement la perle de la fusion, à imprégner uniformément un ruban cellulosique mobile (22 cm/sec.) de cette poudre qui sera excitée, à son passage entre les électrodes, par une étincelle de basse tension. L'étalonnage s'effectue avec une série de 11 étalons synthétiques couvrant la gamme de composition chimique des roches depuis les granites jusqu'aux basaltes. Les alcalins Na et K sont dosés par photométrie de flamme sur une reprise en solution citrique d'une fraction du produit de fusion (Govindaraju, 1966).

	L 14 B			L 6 C I		
	$\bar{x}$	s	x_c	x	s	x_c
SiO_2	47,14	0,28	46,80	79,05	0,55	78,45
Al_2O_3	25,21	0,19	26,00	8,92	0,18	9,85
Fe_2O_3	10,29	0,21	10,17	4,67	0,11	4,64
FeO			0,31			0,08
MnO	0,02	-	Traces	0,02	-	0,01
MgO	Traces	-	Traces	0,12	0,03	Traces
CaO	Traces	-	Traces	Traces	-	Traces
TiO_2	1,29	0,03	1,46	0,66	0,03	0,71
P_2O_5	-	-	0,21	-	-	0,03
Na_2O	Traces	-	0,04	Traces	-	0,04
K_2O	0,11	0,05	0,09	0,68	0,08	0,67
PF	15,17		14,63	5,26		5,25

TABLEAU XV. - Valeurs moyennes, écarts-types de l'analyse spectrométrique et résultats de l'analyse par voie chimique des deux argiles-types du plan d'expérience.
$\bar{x}$ = valeurs moyennes de 21 analyses quantométriques.
s = écart-type.
x_c = résultats de l'analyse par voie chimique.

Les échantillons d'argiles présentent une gamme de composition chimique tellement variée qu'un nombre considérable d'étalons synthétiques est nécessaire (par exemple 32 étalons utilisés par Ataman, 1963).

Toutefois, ce problème a pu être traité sans modification importante du programme établi pour les roches, par un simple élargissement de la gamme des 11 étalons synthétiques, dont le nombre a été porté à 13. Cette extension fut conçue de telle sorte que les variations géochimiques naturelles soient respectées, selon la règle que nous nous sommes constamment imposée dans notre méthode quantométrique.

En s'inspirant de la permanence géochimique générale notée par H. de la Roche (1965) :

$$Al_2O_3 + Fe_2O_3 \text{ (total)} + TiO_2 + CaO = \frac{k}{100}(100 - SiO_2)$$

on a réalisé deux échantillons synthétiques, l'un alumineux, type argile (Al_2O_3, 35 %), l'autre alumino-ferrifère, type argile latéritique (Fe_2O_3, 20 %). Leur adjonction à la gamme d'étalonnage usuelle a permis d'étendre le champ d'application de notre méthode à la plupart des produits argileux sans déranger l'étalonnage de routine.

Dans le cas d'analyses en grande série de produits argileux, on peut ajouter à la précision en constituant des étalons synthétiques complémentaires pour obtenir des gammes plus sélectives. Pour utiliser ces gammes restreintes à bon escient, on devra souvent préclasser les lots hétérogènes d'échantillons par une analyse semi-quantitative préliminaire. La rapidité de la méthode quantométrique (3 mn par analyse) permet cette duplication.

Afin d'évaluer la précision des dosages pour l'ensemble des 70 échantillons analysés, un plan d'expérience a été établi. Deux argiles-types ont été réparties chacune en 21 poudriers. Ces 42 échantillons de contrôle ajoutés aux 70 autres ont été numérotés de 1 à 112 et répartis en 7 lots de 16 (10 échantillons à analyser et 2 × 3 échantillons de contrôle). Ces 7 lots ont été analysés en 3 jours 1/2. Les valeurs moyennes ($\bar{x}$) et les écarts-types obtenus pour les échantillons de contrôle sont consignés dans le tableau XV où l'on trouvera également les résultats obtenus par voie chimique sur les mêmes échantillons. La bonne précision des résultats spectrochimiques et leur accord avec ceux de l'analyse chimique montrent bien que le dosage quantométrique des éléments majeurs des produits argileux ne soulève pas de difficulté particulière.

ANNEXE V

RESULTATS DES DOSAGES CHIMIQUES DES 96 ECHANTILLONS

Les 96 échantillons sont répartis en deux lots. Le premier lot (les 50 échantillons déjà étudiés au chapitre I) fut traité selon la méthode classique ("voie humide") par l'équipe de chimistes du C. R. P. G., dirigée par Madame M. L. Blanchet. Le détail des opérations est relaté dans Behr, Blanchet et Malaprade (1960). Le second lot (les 46 échantillons de A. Lévêque) fut analysé par spectrométrie, selon le procédé rapide mis au point au C. R. P. G. (Roubault, de la Roche, Govindaraju, 1960 et 1964 ; Govindaraju, 1965) et adapté aux échantillons argileux (cf. Annexe IV).

Les résultats de ces dosages sont groupés dans le tableau XVI pour les échantillons du premier lot et dans le tableau XVII pour ceux du second lot.

ECHANTILLONS		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	CO_2	H_2O^+	H_2O^-	Total
Profil L 2	B	43,07	25,51	17,47	0,09	0	0,06	0	0,72	1,31	1,20	0,10	0,38	9,71	0,43	100,05
	C	59,08	26,56	2,80	0,05	0,02	0,14	0	0,08	2,64	0,17	T	-	7,47	0,22	99,23
	D	74,30	16,79	1,93	0,13	T	0	0	0,04	0,85	0,15	0,02	0,24	5,59	0,33	100,37
	G	77,86	12,38	0,74	0,71	0,03	T	0,37	3,80	4,12	0,08	0,02	0,27	0,34	0	100,72
Profil L 6	AC	83,89	6,55	3,57	0,08	0,01	0,11	0	0,04	0,53	0,56	0,02	-	2,86	0,44	98,46
	C I	78,45	9,85	4,64	0,08	0,01	T	0	0,04	0,67	0,71	0,03	-	4,01	0,56	99,05
	C II	74,69	11,44	6,21	0,08	0,02	0,09	0	0,08	1,12	0,75	0,03	-	4,17	0,49	99,17
	G	72,10	15,89	0,86	0,28	0,02	0,13	0,33	2,80	5,56	0,10	0,31	0,21	1,55	0,45	100,59
Profil L 14	A	58,38	16,72	5,15	0,61	0,02	0	0,05	0,04	0,05	0,75	0,17	-	9,50	1,64	93,08
	EB	53,25	25,30	5,18	0,33	0,02	0,23	0,09	0,02	0,41	0,69	0,14	0,98	13,13	0,38	100,15
	B	46,80	26,00	10,17	0,31	T	0	0	0,04	0,09	1,46	0,21	2,47	13,23	0,67	101,45
	C	59,22	21,58	5,28	0,27	T	T	0	0	0,08	0,89	0,09	-	10,81	0,63	98,85
	D	64,50	19,54	4,47	0,61	T	T	0,09	T	0,08	0,72	0,09	-	9,02	0,51	99,63
	E	55,82	23,40	4,98	0,13	0,02	0,74	T	0,04	0,53	0,79	0,09	-	12,50	0,32	99,36
	F	69,68	15,56	3,00	0,45	0,02	0,92	1,98	3,39	0,94	0,49	0,12	0,34	2,92	0,83	100,64
	G	71,25	14,23	1,68	1,58	0,04	0,96	1,93	4,21	1,86	0,49	0,11	0,68	1,03	0,28	100,33
Profil L 20	B	55,35	23,82	6,95	0,15	T	0,19	0	0	0,18	0,86	0,07	1,94	8,97	1,85	100,37
	D	59,50	19,53	6,08	0,18	0	0,65	0	0	0,67	0,80	0,17	4,30	9,81	0,89	102,58
	F	64,50	16,37	3,63	1,35	0,11	2,22	3,75	3,83	1,79	0,56	0,14	0,17	1,25	0,58	100,25
	G	68,00	14,50	1,96	2,48	0,06	1,53	3,99	3,62	3,44	0,48	0,11	-	0,07	0,05	100,29
Profil L 22	AB	75,00	13,50	2,51	0,18	T	0,11	0,14	0	0,09	0,41	0,05	2,07	6,19	1,41	101,66
	D I	67,70	21,10	2,42	0,25	0,01	0,22	0,07	0	0,36	0,34	0,04	0,20	7,28	0,40	100,39
	D II	66,40	20,26	3,73	0,10	0	0,37	T	0,33	0,36	0,35	0,06	0,17	7,68	0,44	100,25
	D III	68,80	20,07	1,15	0,05	T	0,07	0,13	0,37	0,41	0,33	0,05	0,24	7,04	0,96	99,67
	D IV	66,61	22,33	1,36	0,05	T	0,17	0,06	0,02	0,45	0,36	0,05	0,17	7,82	0,77	100,22
	E I	62,82	18,64	8,72	0,36	0,01	0,37	0	0	0,36	0,50	0,17	0,78	7,23	0,72	100,68
	E II	55,11	25,20	4,06	0,76	0,02	0,36	0	0,02	0,67	0,40	0,11	0,95	11,93	1,46	101,05
	F	64,48	21,36	2,56	0,25	0,01	0,52	0,10	0	0,54	0,27	0,13	0,41	8,69	1,07	100,39
	G	71,27	14,70	1,42	1,55	0,05	0,80	2,82	4,24	2,00	0,28	0,05	-	0,20	-	99,38
Profil L 23	AB	35,00	28,86	14,40	0,17	0,02	0,30	0,14	0,08	0,31	1,26	0,16	2,71	15,52	1,11	100,04
	B	31,48	31,78	15,62	0,23	0	0	0	0,04	0,13	1,54	0,17	-	17,47	0,93	99,39
	C	41,44	26,75	13,70	0,23	0,01	T	0,01	0,04	0,90	1,03	0,23	0,96	13,38	0,86	99,54
	E I	38,15	31,60	10,17	0,05	0	T	T	0,02	0,55	1,13	0,17	0,84	16,80	0,30	99,78
	E II	40,90	31,60	7,63	0,08	0,02	0,02	0,07	0,04	0,27	1,23	0,25	0,51	16,44	0,50	99,56
	G	62,00	16,10	2,51	3,22	0,08	3,09	5,55	4,29	1,67	0,65	0,28	0,30	0,25	0,22	100,21
Profil L 34	AC	29,19	34,12	12,19	0,23	0	T	0	0,02	0,13	1,28	0,21	-	18,29	0,88	96,54
	C I	35,12	31,43	12,50	0,07	T	0	0,07	0,04	0,12	1,26	0,41	0,91	17,34	0,59	99,86
	C II	34,22	33,40	10,65	0,27	0	0	0,04	0,04	0,17	1,13	0,46	0,62	16,19	2,84	100,03
	E	21,89	44,00	7,62	0,15	0	0	0	0	0,08	0,80	0,29	0,51	23,54	0,65	99,53
	G	62,50	15,90	2,77	3,50	0,08	2,78	5,21	4,44	1,69	0,58	0,31	0,27	0,31	0,08	100,42
Profil L 17-19	BE I	1,71	17,73	56,95	1,61	0,12	0	0,02	0,10	0,15	5,59	0,26	-	14,35	0,92	99,51
	BE II	1,34	19,98	50,68	2,39	0,09	0	0,04	0,10	0,10	8,52	0,22	1,12	14,10	0,64	99,32
	AC	8,93	24,34	34,57	2,68	0,08	0	0,11	0,06	0,10	7,52	0,06	-	14,62	2,01	95,08
	C I	10,94	27,70	32,82	1,98	0,09	0	0,09	0,06	0,08	6,18	0,06	-	16,94	0,95	97,89
	C II	8,91	26,88	36,25	2,28	0,08	0	0,04	0,06	0,10	7,28	0,09	-	15,76	1,22	98,95
	E I	2,00	33,16	33,09	2,40	0,08	0,14	T	0,04	0,10	6,73	0,31	-	20,08	0,49	98,62
	E II	1,74	35,62	33,11	1,94	0,08	0	0,02	0,04	0,10	6,26	0,34	0,54	20,17	0,58	100,54
	E III	1,07	31,28	37,79	3,15	0,10	0,04	T	0,06	0,10	6,95	0,23	0,84	18,38	0,36	100,35
	F	44,60	12,98	8,54	9,96	0,23	6,07	8,39	2,22	0,50	3,44	0,27	-	1,91	0,46	99,57
	G	47,39	12,08	5,41	12,39	0,23	5,84	8,26	2,31	0,50	3,15	0,31	0,24	0,54	0,06	99,11

TABLEAU XVI. - Composition chimique (en %) le long des profils 2, 6, 14, 20, 22, 23, 34 et 17-19 (échantillons du 1er lot).

ECHAN-TILLONS		SiO_2	Al_2O_3	Fer tot.	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P. F.	Total
	A	54,80	14,75	4,41	0,01	T	T	T	0,22	0,67	24,55	99,41
	AB	50,20	24,90	8,55	0,01	T	T	T	0,21	1,08	19,92	99,87
	B I	43,30	27,80	11,03	0,01	T	T	T	0,25	1,29	15,13	98,81
	B II	45,30	26,20	12,06	0,02	T	T	T	0,30	1,37	13,83	99,08
Profil	B III	52,90	20,95	12,40	0,01	T	T	T	0,35	1,42	11,24	99,27
L 893	BC	55,80	23,00	8,03	0,01	T	T	T	0,17	0,94	10,73	98,68
	C I	55,00	23,80	7,78	0,01	T	T	T	0,26	0,88	11,07	98,80
	C II	57,70	22,30	6,83	0,01	T	T	T	0,22	0,94	10,69	98,69
	D	60,60	21,00	6,00	0,02	0,36	T	T	0,58	0,60	9,76	98,92
	F	63,60	15,90	4,77	0,08	2,14	4,29	4,04	1,36	0,49	2,46	99,13
	G	65,60	15,30	4,21	0,06	1,88	4,36	4,26	1,93	0,42	0,87	98,89
	A I	80,90	5,77	1,11	0,01	T	T	T	0,26	0,10	11,10	99,25
	A II	79,70	10,10	1,76	0,01	T	T	T	0,27	0,27	7,15	99,26
	B I	72,70	14,80	2,95	0,01	T	T	T	0,36	0,37	7,72	98,91
	B II	70,00	16,80	3,07	0,02	T	T	T	0,45	0,33	8,14	98,81
	B III	72,70	15,50	2,41	0,01	T	T	T	0,88	0,26	7,06	98,82
	BC	69,90	18,40	2,35	0,01	0,10	T	T	1,11	0,23	7,46	99,56
Profil	C I	69,40	18,10	2,50	0,01	0,18	0,18	T	1,29	0,25	7,28	99,19
L 912	C II	67,10	19,80	2,21	0,02	0,18	T	T	1,29	0,27	7,81	98,68
	C III	69,30	19,40	1,98	0,02	0,01	T	T	1,24	0,19	7,53	99,67
	D	68,20	18,30	2,46	0,03	0,27	T	T	2,78	0,38	7,16	99,58
	EF	67,10	18,20	1,78	0,04	0,42	0,14	T	5,29	0,18	6,28	99,43
	F	71,40	14,70	1,61	0,07	0,34	0,48	3,47	4,89	0,14	2,14	99,24
	G I	73,20	14,40	1,33	0,05	0,24	0,49	3,60	4,88	0,09	1,29	99,57
	G II	72,50	14,60	1,40	0,03	0,24	0,24	2,67	5,09	0,10	2,87	99,74
	A	80,10	5,35	0,96	0,01	T	T	T	0,13	0,17	12,18	98,90
	AB I	77,00	11,25	2,06	0,01	T	T	T	0,10	0,32	8,12	98,86
	AB II	75,70	12,70	2,35	0,02	T	T	T	0,10	0,32	7,72	98,91
	B I	73,40	15,30	2,78	0,01	T	T	T	0,18	0,35	7,05	99,07
	B II	73,90	14,30	2,54	0,01	T	T	T	0,10	0,32	7,63	98,80
	B III	67,60	18,60	2,81	0,02	T	T	T	0,18	0,34	9,32	98,87
Profil	B IV	71,10	17,30	2,46	0,02	T	T	T	0,22	0,31	8,81	100,22
L 1421	B V	67,70	19,50	2,26	0,02	T	T	T	0,36	0,32	9,27	99,46
	C I	67,60	19,90	1,81	0,02	T	T	T	0,36	0,29	9,22	99,20
	C II	68,10	19,30	1,82	0,02	0,10	T	T	0,41	0,25	8,84	98,84
	C III	71,60	17,80	1,74	0,02	T	T	T	0,41	0,18	8,19	99,94
	F	72,40	14,30	0,85	0,02	0,10	0,71	2,43	3,77	0,10	4,47	99,15
	G	74,60	14,30	1,17	0,03	0,10	0,88	3,96	3,52	0,09	2,16	100,81
	A	61,30	18,80	3,68	0,03	T	T	T	0,12	0,61	14,20	98,74
	AB	61,90	20,80	3,87	0,03	T	T	T	0,13	0,54	12,82	100,09
	B	62,00	23,45	4,64	0,02	T	T	T	0,10	0,64	8,07	98,92
Profil	BC I	62,00	23,20	3,65	0,02	T	T	T	0,26	0,45	10,80	100,38
L 1583	BC II	63,80	22,90	3,25	0,02	T	T	T	0,22	0,37	9,54	100,10
	D	64,00	22,20	1,62	0,02	0,41	0,13	0,10	4,31	0,27	7,28	100,34
	DF	67,70	18,25	1,68	0,04	0,52	0,24	0,24	4,03	0,22	3,96	99,76
	G	71,40	14,65	1,55	0,03	0,24	0,87	0,87	3,89	0,20	2,67	98,90

TABLEAU XVII. - Composition chimique (en %) le long des profils 893, 912, 1421 et 1583 (échantillons du 2ème lot).

ANNEXE VI

MODE DE CALCUL UTILISE POUR RECONSTITUER LA COMPOSITION MINERALOGIQUE A PARTIR DES RESULTATS DE L'ANALYSE CHIMIQUE TOTALE (A.T.) ET DE L'ANALYSE DE LA SOLUTION D'ATTAQUE DIFFERENTIELLE (A.D.)

(cas des échantillons sans feldspaths)

Le mode de reconstitution développé ici concerne les échantillons fortement altérés, 39 échantillons du premier lot, 35 échantillons du second lot (cf. Annexe V), pour lesquels l'analyse chimique donne des teneurs en CaO et Na_2O inférieures à 0,10 %. L'étude minéralogique, faite au préalable sur le premier lot, a montré qu'à ce stade de l'altération les échantillons ne contiennent plus ni plagioclases, ni feldspaths potassiques en quantité appréciable et que les phyllites micacées sont pratiquement les seuls silico-aluminates résiduels. Les espèces minérales en présence sont donc le quartz, les phyllites micacées, la kaolinite, la gibbsite, les oxydes de fer (principalement la goethite). Tous les éléments chimiques dosés qui n'entrent pas en quantité importante dans ces minéraux, sauf TiO_2, ont été négligés ; CaO, MgO, Na_2O, P_2O_5, MnO, CO_2, H_2O (–) ; leur somme représente une teneur insignifiante, généralement inférieure à 2 %.

Les calculs sont conduits en suivant l'ordre des colonnes des tableaux XVIII et XIX. Six colonnes servent à disposer les résultats de l'analyse chimique totale (A.T.) :

SiO_2 totale	colonne (1)	$FeO + Fe_2O_3$	colonne (19)
Al_2O_3 totale	colonne (4)	H_2O (+)	colonne (22)
K_2O	colonne (13)	TiO_2	colonne (25)

Les résultats du dosage de la solution d'attaque différentielle (A.D.) sont intercalés au milieu des précédents, pour faciliter les calculs :

SiO_2 soluble	colonne (2)	Al_2O_3 soluble	colonne (5)

Le pourcentage de kaolinite (colonne 7) est calculé au prorata du % SiO_2 soluble ; le pourcentage de gibbsite (colonne 12) au prorata du % Al_2O_3 soluble non consommé par la kaolinite. Le pourcentage de phyllites 2 : 1 (colonne 14) est déterminé (les échantillons étant dépourvus de feldspaths) d'après le % K_2O (A.T.) sur la base de K_2O = 5 à 10 %, selon la position du point figuratif sur le diagramme de la figure 14, pour 100 % de phyllites. Le pourcentage de quartz (colonne 18) peut alors être établi, par simple différence entre la silice du résidu de dissolution (colonne 3) et la silice consommée par les phyllites 2 : 1 (colonne 16). Les oxydes de fer sont calculés en goethite (FeOOH), qui est le principal minéral ferrifère des produits étudiés : la teneur en fer total de la colonne 19 doit donc être majorée de 10 % (teneur d'eau liée, colonne 20) pour obtenir le pourcentage de FeOOH (colonne 21).

La colonne 22, eau de constitution dosée (A.T.), et la colonne 23, eau de constitution consommée par les minéraux hydroxylés, servent à contrôler la validité des reconstitutions minéralogiques ; leur différence (colonne 24) est toujours faible (*), généralement inférieure à 10 % de l'eau dosée, sauf dans les échantillons où la dissolution différentielle n'a pas extrait la totalité de l'alumine du complexe d'altération. On remarque que pour ces échantillons, contrairement aux autres, la quantité d'alumine du résidu de dissolution (colonne 6) est nettement plus élevée que celle qui est immobilisée dans les phyllites 2 = 1 (colonne 15) ; lorsque l'écart dépasse 1 %, sa valeur est portée dans la colonne 26 et cette alumine en excès, qui est ici sous forme de trihydrate (cf. fig. 15 B), est calculée en gibbsite (colonne 27). On voit alors que la somme des constituants obtenus :

(*) La valeur de la différence (24) = (22) – (23) est plus forte dans le cas des échantillons du 2ème lot (tableau XIX) : cela est dû à ce que la colonne 22 donne non pas l'eau de constitution, qui n'a pas été dosée séparément, mais la perte totale au feu (H_2O^+ + H_2O^- + CO_2 éventuellement) qui est toujours supérieure à l'eau de constitution, surtout dans les échantillons riches en matière organique.

ECHANTILLONS		(1) SiO_2 total	(2) SiO_2 Soluble	(3) (1)-(2)	(4) Al_2O_3 total	(5) Al_2O_3 Soluble	(6) (4)-(5)	(7) KAOLINITE %	(8) Al_2O_3	(9) H_2O	(10) GIBBSITE Al_2O_3	(11) H_2O	(12) %	(13) K_2O total	(14) PHYLLITES 2 : 1 %	(15) Al_2O_3	(16) SiO_2	(17) H_2O	(18) QUARTZ %	(19) FeO+ Fe_2O_3	(20) FeOOH H_2O	(21) %	(22) H_2O total	(23) $\Sigma(H_2O^+)$	(24) (22)-(23)	(25) TiO_2	(26) Al_2O_3 résidu	(27) GIBBS. suppl.	(28) TOTAL
Profil 2	B	43,07	24,18	18,89	25,51	21,00	4,51	53	21	7,4	0	0	0	1,31	13	3,9	6,5	0,6	12,39	17,56	1,8	19	9,71	9,8	− 0,09	1,20	-	-	98,59
	C	59,08	21,52	37,56	26,56	18,96	7,60	47	19	6,6	− 0,04	0	0	2,64	26	7,8	13	1,3	24,56	2,85	0,3	3,1	7,47	8,2	− 0,73	0,17	-	-	100,83
	D	74,30	16,36	57,94	16,79	14,70	2,09	35	14	4,9	0,70	0,4	1,1	0,85	8,5	2,5	4,2	0,4	53,74	2,06	0,2	2,1	5,59	5,9	− 0,31	0,15	-	-	100,59
Profil 6	AC	83,89	3,44	80,45	6,55	4,33	2,22	7,5	3,0	1,0	1,33	0,7	2,0	0,53	8	2,4	4	0,4	76,45	3,65	0,4	4,0	2,86	2,5	+ 0,36	0,56	-	-	98,51
	C I	78,45	4,57	73,88	9,85	6,26	3,59	10	4,0	1,4	2,26	1,2	3,5	0,67	13	3,9	6,5	0,6	67,38	4,72	0,5	5,2	4,01	3,7	+ 0,31	0,71	-	-	99,79
	C II	74,69	5,92	68,77	11,44	7,30	4,14	13	5,1	1,8	2,20	1,2	3,4	1,12	16	4,8	8	0,8	60,77	6,29	0,6	6,9	4,17	4,4	− 0,23	0,75	-	-	100,82
Profil 14	A	58,38	8,90	49,48	16,72	15,52	1,20	19	7,7	2,7	7,82	4,2	12	0,05	T	0	0	0	49,48	5,76	0,6	6,4	9,50	7,5	+ 2,00	0,75	1,20	1,85	89,48
	B	46,80	10,93	35,87	26,00	23,00	3,00	24	9,5	3,3	13,50	7,3	21	0,09	T	0	0	0	35,87	10,48	1,0	11	13,23	12,0	+ 1,23	1,46	3,00	4,61	97,94
	EB	53,25	3,64	49,61	25,30	23,10	2,20	7,9	3,2	1,1	19,90	11	31	0,41	8	2,4	4	0,4	45,61	5,51	0,7	7,2	13,13	13,2	− 0,07	0,69	-	-	100,40
	C	59,22	8,60	50,62	21,58	20,40	1,18	19	7,5	2,6	12,90	7	20	0,08	T	0	0	0	50,62	5,55	0,6	6,1	10,81	10,2	+ 0,61	0,89	1,18	1,82	98,43
	D	64,50	17,00	47,50	19,54	19,30	0,24	37	15	5,2	4,30	2,3	6,6	0,08	T	0	0	0	47,50	5,08	0,5	5,9	9,02	8,0	+ 1,02	0,72	-	-	97,42
	E	55,82	2,12	53,70	23,40	21,00	2,40	4,6	1,8	0,6	19,20	10	29	0,53	11	3,3	5,5	0,5	48,20	5,11	0,5	5,6	12,50	11,6	+ 0,90	0,79	-	-	99,19
Profil 20	B	55,35	26,90	28,45	23,82	22,40	1,42	58	23	8,2	− 0,60	0	0	0,18	4	1,2	2	0,2	26,45	7,10	0,7	7,8	8,97	9,1	− 0,13	0,86	-	-	97,11
	D	59,50	24,72	34,78	19,53	20,90	− 1,37	54	21	7,5	− 0,10	0	0	0,67	7	2,1	3,5	0,3	31,28	6,26	0,6	6,9	9,81	8,4	+ 1,41	0,80	-	-	99,98
Profil 22	AB	75,00	11,10	63,90	13,50	14,08	− 0,58	24	9,7	3,4	4,38	2,4	6,8	0,09	T	0	0	0	63,90	2,69	0,3	3,0	6,19	6,1	+ 0,09	0,41	-	-	98,11
	D I	67,70	20,69	47,01	21,10	17,63	3,47	45	18	6,3	− 0,37	0	0	0,36	7	2,1	3,5	0,3	43,51	2,67	0,3	3,0	7,28	6,9	+ 0,38	0,34	1,37	2,10	100,95
	D II	66,40	19,74	46,66	20,26	17,37	2,89	43	17	6,0	0,37	0,2	0,6	0,36	7	2,1	3,5	0,3	43,16	3,83	0,4	4,2	7,68	6,9	+ 0,78	0,35	-	-	98,31
	D III	68,80	20,81	47,99	20,07	17,93	2,14	45	18	6,3	− 0,07	0	0	0,41	8	2,4	4,0	0,4	43,99	1,20	0,1	1,3	7,04	6,8	+ 0,24	0,33	-	-	98,62
	D IV	66,61	24,34	42,27	22,33	20,83	1,50	53	21	7,4	− 0,17	0	0	0,45	5	1,5	2,5	0,2	39,77	1,41	0,1	1,5	7,82	7,7	+ 0,12	0,45	-	-	99,72
	E I	62,82	17,00	45,82	18,64	14,92	3,72	37	15	5,2	− 0,08	0	0	0,36	7	2,1	3,5	0,3	42,32	9,08	0,9	10	7,23	6,4	+ 0,83	0,50	1,62	2,49	99,31
	E II	55,11	1,63	53,48	25,20	20,37	4,83	3,5	1,4	0,5	18,97	10	29	0,67	13	3,9	6,5	0,6	46,98	4,82	0,5	4,9	11,93	11,6	+ 0,33	0,40	-	-	97,78
	F	64,48	21,58	42,90	21,36	19,60	1,76	47	19	6,6	0,60	0,3	0,9	0,54	5	1,5	2,5	0,2	40,40	2,81	0,3	3,1	8,69	7,4	+ 1,29	0,27	-	-	96,67
Profil 23	AB	35,00	6,53	28,47	28,86	23,48	5,38	14	5,7	2,0	17,78	9,6	27	0,31	6	1,8	3	0,3	25,47	14,57	1,5	16	15,52	13,4	+ 2,12	1,26	3,58	5,50	95,23
	B	31,48	6,58	24,90	31,78	26,80	4,98	14	5,7	2,0	21,10	11	32	0,13	3	0,9	1,5	0,1	23,40	15,85	1,6	17	17,47	14,7	+ 2,77	1,54	4,08	6,28	97,22
	C	41,44	7,75	33,69	26,75	21,64	5,11	17	6,7	2,4	14,94	8,0	23	0,90	18	5,4	9	0,9	24,69	13,93	1,4	15	13,38	12,7	+ 0,68	1,03	-	-	98,72
	E I	38,15	2,11	36,04	31,60	24,20	7,40	4,6	1,8	0,6	22,40	12	34	0,55	11	3,3	5,5	0,5	30,54	10,22	1,0	11	16,80	14,1	+ 2,70	1,13	4,10	6,30	98,57
	E II	40,90	3,67	37,23	31,60	26,76	4,84	8,0	3,2	1,1	23,56	13	36	0,27	5	1,5	2,5	0,2	34,73	7,71	0,8	8,5	16,44	15,1	+ 1,34	1,23	3,34	5,14	98,60
Profil 34	AC	29,19	3,82	25,37	34,12	28,84	5,28	8,3	3,3	1,2	25,54	14	39	0,13	3	0,9	1,5	0,1	23,87	12,42	1,2	14	18,29	16,5	+ 1,79	1,28	4,38	6,74	96,19
	C I	35,12	4,20	30,92	31,43	30,35	1,08	9,3	3,7	1,3	26,65	14	41	0,12	2	0,6	1,0	0,1	29,92	12,57	1,3	14	17,34	16,7	+ 0,64	1,26	-	-	97,48
	C II	34,22	1,80	32,42	33,40	31,55	1,85	3,9	1,6	0,5	29,95	16	46	0,17	3	0,9	1,5	0,1	30,92	10,92	1,1	12	16,19	17,7	− 1,51	1,13	-	-	96,95
	E	21,89	0,43	21,46	44,00	37,28	6,72	1,0	0,4	0,1	36,88	20	57	0,08	T	0	0	0	21,46	7,77	0,8	8,6	23,54	20,9	+ 2,64	0,80	6,72	10,30	99,16
Profil 17-19	AC	8,93	4,14	4,79	24,34	14,76	9,58	9	3,6	1,3	11,16	6,0	17	0,10	T	0	0	0	4,79	37,25	3,7	41	14,62	11,0	+ 3,62	7,52	9,58	14,70	94,01
	BE I	1,71	0,63	1,08	17,73	11,08	6,65	1,4	0,5	0,2	10,58	5,7	16	0,15	3	0,9	1,5	0,1	− 0,42	58,56	5,9	64	14,35	11,9	+ 2,45	5,59	5,75	8,84	98,83
	BE II	1,34	0,45	0,89	19,98	15,58	4,40	1,0	0,4	0,1	15,18	8,1	23	0,10	T	0	0	0	0,89	53,07	5,3	58	14,10	13,5	+ 0,60	8,52	4,40	6,77	98,18
	C I	10,94	6,41	4,53	27,70	19,12	8,58	14	5,6	2,0	13,52	7,3	21	0,08	T	0	0	0	4,53	34,80	3,5	38	16,08	12,8	+ 3,28	6,63	8,58	13,20	97,36
	C II	8,91	4,97	3,94	26,88	16,84	10,04	11	4,3	1,5	12,54	6,8	19	0,10	T	0	0	0	3,94	38,53	3,9	42	15,76	12,2	+ 3,56	7,28	10,04	15,45	98,67
	E I	2,00	0,65	1,35	33,16	23,84	9,32	1,4	0,6	0,1	23,24	13	36	0,10	T	0	0	0	1,35	35,49	3,5	39	20,08	16,6	+ 3,48	6,73	9,32	14,30	98,78
	E II	1,74	2,19	− 0,45	35,62	25,04	10,58	4,8	1,9	0,7	23,14	13	36	0,10	T	0	0	0	− 0,45	35,05	3,5	39	20,17	17,2	+ 2,97	6,26	10,58	16,30	102,36
	E III	1,07	0,72	0,35	31,28	22,96	8,32	1,6	0,6	0,2	22,36	12	34	0,10	T	0	0	0	0,35	40,94	4,1	45	18,38	16,3	+ 2,08	6,95	8,32	12,80	100,70

TABLEAU XVIII. - Disposition pratique des calculs de reconstitution minéralogique pour les 39 échantillons fortement altérés (sans feldspath) du premier lot analysé (cf. Annexe V).

ECHANTILLONS		(1) SiO_2 total	(2) SiO_2 Soluble	(3) (1)-(2)	(4) Al_2O_3 total	(5) Al_2O_3 Soluble	(6) (4)-(5)	(7) KAOLINITE %	(8) Al_2O_3	(9) H_2O	(10) GIBBSITE Al_2O_3	(11) H_2O	(12) %	(13) K_2O total	(14) PHYLLITES 2 : 1 %	(15) Al_2O_3	(16) SiO_2	(17) H_2O	(18) QUARTZ %	(19) FeO+ Fe_2O_3	(20) FeOOH H_2O	(21) %	(22) P. F.	(23) Σ (H_2O^+)	(24) (22)-(23)	(25) TiO_2	(26) Al_2O_3 résidu suppl.	(27) GIBBS.	(28) TOTAL
Profil L 893	A	54,80	12,60	42,20	14,75	12,93	1,82	27	11	3,8	1,93	1,0	3,0	0,22	4	1,2	2,0	0,2	40,20	4,41	0,4	4,8	24,55	5,4	+ 19,15	0,67	-	-	79,67
	AB	50,20	20,55	29,65	24,90	22,75	2,15	45	18	6,3	4,75	2,6	7,3	0,21	4	1,2	2,0	0,2	27,65	8,55	0,9	9,4	14,92	10,0	+ 4,92	1,08	-	-	94,43
	B I	43,30	20,34	22,96	27,80	26,35	1,45	44	18	6,2	8,35	4,5	13	0,25	5	1,5	2,5	0,2	20,46	11,03	1,1	12,1	15,13	12,0	+ 3,13	1,29	-	-	95,85
	B II	45,30	18,01	27,29	26,20	24,75	1,45	39	16	5,5	8,75	4,7	13	0,30	6	1,8	3,0	0,3	24,29	12,06	1,2	13,3	13,83	11,7	+ 2,13	1,37	-	-	96,96
	B III	52,90	17,60	35,30	20,95	18,25	2,70	38	15	5,4	3,25	1,7	5,0	0,35	7	2,1	3,5	0,3	31,80	12,40	1,2	13,6	11,24	8,6	+ 2,64	1,42	-	-	96,82
	BC	55,80	25,79	30,01	23,00	22,25	0,75	56	22	7,9	0,25	0,1	0,4	0,17	3	0,9	1,5	0,1	28,51	8,03	0,8	8,8	10,73	8,9	+ 1,83	0,94	-	-	97,65
	C I	55,00	28,13	26,87	23,80	23,87	- 0,07	61	24	8,6	- 0,13	0	0	0,25	3	0,9	1,5	0,1	25,37	7,78	0,8	8,6	11,07	9,5	+ 1,57	0,88	-	-	98,85
	C II	57,70	27,38	30,32	22,30	22,50	- 0,20	59	23	8,2	- 0,50	0	0	0,22	2	0,6	1,0	0,1	29,32	6,83	0,7	7,5	10,69	9,0	+ 1,69	0,94	-	-	98,76
	D	60,60	19,56	41,04	21,00	15,95	5,05	42	17	5,9	- 1,05	0	0	0,58	11	3,3	5,5	0,5	35,54	6,00	0,6	6,6	9,76	6,1	+ 3,76	0,60	1,75	2,70	98,44
Profil L 912	A I	80,90	5,67	75,23	5,77	4,50	1,22	12	4,9	1,7	- 0,40	0	0	0,26	5	1,5	2,5	0,2	72,73	1,11	0,1	1,2	11,10	2,0	+ 9,10	0,10	-	-	91,03
	A II	79,70	7,98	71,72	10,10	7,50	2,60	17	6,9	2,4	0,60	0,3	0,9	0,27	5	1,5	2,5	0,2	69,22	1,76	0,2	2,0	7,15	3,1	+ 4,05	0,27	1,10	1,70	96,09
	B I	72,70	12,36	60,34	14,80	12,50	2,30	27	11	3,8	1,50	0,8	2,3	0,36	7	2,1	3,5	0,3	56,84	2,95	0,3	3,2	7,72	5,2	+ 2,52	0,37	-	-	96,71
	B II	70,00	14,40	55,60	16,80	14,00	2,80	31	13	4,4	1,00	0,5	1,5	0,45	9	2,7	4,5	0,4	51,10	3,07	0,3	3,4	8,14	5,6	+ 2,54	0,33	-	-	96,33
	B III	72,70	15,36	57,34	15,50	13,25	2,25	33	13	4,7	0,25	0,1	0,4	0,88	9	2,7	4,5	0,4	52,84	2,41	0,2	2,6	7,06	5,4	+ 1,66	0,26	-	-	98,10
	BC	69,90	16,91	52,99	18,40	14,85	3,55	37	15	5,1	0,15	0	0	1,11	11	3,3	5,5	0,5	47,49	2,35	0,2	2,5	7,46	5,8	+ 1,66	0,23	-	-	98,22
	C I	69,40	15,13	54,27	18,10	13,53	4,57	33	13	4,6	0,53	0,3	0,8	1,29	13	3,9	6,5	0,6	47,77	2,50	0,2	2,7	7,28	5,7	+ 1,58	0,25	-	-	97,52
	C II	67,10	20,66	46,44	19,80	17,50	2,30	45	18	6,3	- 0,50	0	0	1,29	13	3,9	6,5	0,6	39,94	2,21	0,2	2,4	7,81	7,1	+ 0,71	0,27	-	-	100,61
	C III	69,30	17,64	51,66	19,40	14,13	5,27	38	15	5,4	- 0,87	0	0	1,24	18	5,4	9,0	0,9	42,66	1,98	0,2	2,2	7,53	6,5	+ 1,03	0,19	-	-	101,05
	D	68,20	11,92	56,28	18,30	10,80	7,50	26	10	3,6	0,80	0,4	1,2	2,78	27	8,1	13,5	1,3	42,78	2,46	0,2	2,7	7,16	5,7	+ 1,46	0,38	-	-	100,06
Profil L 1421	A	80,10	6,29	73,81	5,35	4,80	0,55	14	5,5	1,9	- 0,70	0	0	0,13	3	0,9	1,5	0,1	72,31	0,96	0,1	1,1	12,18	2,1	+ 10,08	0,17	-	-	90,58
	AB I	77,00	12,25	64,75	11,25	10,80	0,45	27	11	3,7	- 0,20	0	0	0,10	2	0,6	1,0	0,1	63,75	2,06	0,2	2,3	8,12	4,0	+ 4,12	0,32	-	-	95,37
	AB II	75,70	13,91	61,79	12,70	12,50	0,20	30	12	4,2	0,50	0,3	0,8	0,10	1	0,3	0,5	0,05	61,29	2,35	0,2	2,5	7,72	4,8	+ 2,92	0,32	-	-	95,91
	B I	73,40	17,14	56,26	15,30	14,90	0,40	37	15	5,2	- 0,10	0	0	0,18	2	0,6	1,0	0,1	55,26	2,78	0,3	3,1	7,05	5,6	+ 1,45	0,35	-	-	97,71
	B II	73,90	16,38	57,54	14,30	15,00	- 0,70	36	14	5,0	1,00	0,5	1,5	0,10	1	0,3	0,5	0,05	57,04	2,54	0,3	2,8	7,63	5,9	+ 1,73	0,32	-	-	98,66
	B III	67,60	20,76	46,84	18,60	19,40	- 0,80	45	18	6,3	1,40	0,8	2,2	0,18	2	0,6	1,0	0,1	45,84	2,81	0,3	3,1	9,32	7,5	+ 1,82	0,34	-	-	98,48
	B IV	71,10	18,00	53,10	17,30	17,75	0,45	39	16	5,5	1,75	0,9	2,7	0,22	2	0,6	1,0	0,1	52,10	2,46	0,2	2,7	8,81	6,7	+ 2,11	0,31	-	-	98,81
	B V	67,70	16,62	51,08	19,50	17,25	2,25	36	14	5,1	3,25	1,7	5,0	0,36	7	2,1	3,5	0,3	47,58	2,26	0,2	2,5	9,27	7,3	+ 1,97	0,32	-	-	98,40
	C I	67,60	20,15	47,45	19,90	19,55	0,35	44	18	6,1	1,55	0,8	2,4	0,36	4	1,2	2,0	0,2	45,45	1,81	0,2	2,0	9,22	7,3	+ 1,92	0,29	-	-	98,14
	C II	68,10	18,51	49,59	19,30	16,94	2,36	40	16	5,6	0,94	0,5	1,4	0,41	8	2,4	4,0	0,4	45,59	1,82	0,2	2,0	8,84	6,7	+ 2,14	0,25	-	-	97,24
	C III	71,60	18,52	53,08	17,80	16,85	0,95	40	16	5,6	0,85	0,5	1,3	0,41	4	1,2	2,0	0,2	51,08	1,74	0,2	1,9	8,19	6,5	+ 1,69	0,18	-	-	98,46
Profil L 1583	A	61,30	19,49	41,81	18,80	17,15	1,65	42	17	5,9	0,15	0,1	0,2	0,12	2	0,6	1,0	0,1	40,81	3,68	0,4	4,1	14,20	6,5	+ 7,70	0,61	1,05	1,6	91,32
	AB	61,90	22,23	39,67	20,80	19,80	1,00	48	19	6,8	0,80	0,4	1,2	0,13	3	0,9	1,5	0,1	38,17	3,87	0,4	4,3	12,82	7,7	+ 5,12	0,54	-	-	95,21
	B	62,00	22,78	39,22	23,45	21,00	2,45	49	20	6,9	1,00	0,5	1,5	0,10	2	0,6	1,0	0,1	38,22	4,64	0,5	5,1	8,07	8,0	+ 0,07	0,64	1,85	2,8	99,26
	BC I	62,00	24,97	37,03	23,20	22,60	0,60	54	22	7,6	0,60	0,3	0,9	0,26	3	0,9	1,5	0,1	35,53	3,65	0,4	4,0	10,80	8,4	+ 2,40	0,45	-	-	97,88
	BC II	63,80	24,53	39,27	22,90	20,50	2,40	53	21	7,5	- 0,50	0	0	0,22	4	1,2	2,0	0,2	37,27	3,25	0,3	3,5	9,54	8,0	+ 1,54	0,37	1,20	1,8	99,94

TABLEAU XIX. - Disposition pratique des calculs de reconstitution minéralogique pour les 35 échantillons fortement altérés (sans feldspath) du second lot analysé (cf. Annexe V).

- kaolinite	colonne (7)	- goethite	colonne (21)
- gibbsite	colonne (12)	- gibbsite résiduelle	colonne (27)
- phyllites 2 : 1	colonne (14)	- TiO_2	colonne (25)
- quartz	colonne (18)		

boucle toujours aux environs de 100 % (écart maximum 2 à 3 %, sauf pour les échantillons A et AB contenant de la matière organique) : la correction des calculs est ainsi confirmée. Pour la présentation définitive des résultats, il suffit de réajuster les pourcentages à 100 %.

ANNEXE VII

DOSAGE DE LA SILICE, DE L'ALUMINE ET DU FER "LIBRES" PAR LA METHODE AU "REACTIF COMBINE" DE DUCHAUFOUR ET SOUCHIER (1966) POUR LE PROFIL 893

Sept échantillons représentant les différents niveaux d'altération du profil 893 ont été testés par la méthode au "réactif combiné" de Duchaufour et Souchier (1966), qui permet d'extraire les oxydes d'Al, de Fe et de Si libres. Les analyses ont été faites au Centre de Pédologie biologique de Nancy (C. N. R. S.) par M. Rouiller.

Les résultats obtenus, exprimés en pourcentages d'oxydes, sont groupés dans le tableau XX, où l'on a porté également la somme SiO_2 + Al_2O_3 libres, et le rapport SiO_2 : Al_2O_3 libres.

ECHANTILLONS		SiO_2 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	$SiO_2 + Al_2O_3$ %	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ *
Profil 893	A	0,95	1,93	4,00	2,88	0,84
	AB	0,78	3,25	7,69	4,03	0,41
	B I	0,62	3,86	11,07	4,48	0,27
	BC	1,43	1,15	6,21	2,58	2,12
	C II	0,61	0,66	5,78	1,27	1,57
	D	1,00	0,42	3,74	1,42	4,05
	F	0,59	0,69	0,46	1,28	1,45

TABLEAU XX. - Résultats du dosage de Si, de Al et de Fe libres, par la méthode au "réactif combiné" de Duchaufour et Souchier (1966), pour 7 échantillons du profil 893.

* Rapport exprimé en valeur moléculaire.

On voit que la teneur de silice libre comme celle d'alumine libre restent toujours faibles au cours de l'altération ; elles représentent en général moins de 5 % des pourcentages de SiO_2 et Al_2O_3, donnés par l'analyse chimique totale (cf. tableau XVII, Annexe V), sauf en A et surtout en B qui correspond à un maximum très net d'alumine libre. Les teneurs de fer libre sont beaucoup plus considérables : dès le niveau D, 60 % du fer total est sous forme libre, en B cette proportion atteint 100 % avant de diminuer légèrement (90 %) en A.

La somme SiO_2 + Al_2O_3 libres, qui donne une idée de l'importance relative des phases minérales amorphes produites par l'altération, reste toujours inférieure à 5 % ; elle paraît minimum dans le sous-sol profond (en D) et dans l'horizon organique (en A) : cela est logique car en D le complexe d'altération est particulièrement bien cristallisé (cf. chap. I, p. 52) et en A les constituants les plus mobiles sont régulièrement évacués par le lessivage. Le minimum très marqué du rapport SiO_2 libre sur Al_2O_3 libre en B indique que l'alumine s'accumule beaucoup plus que la silice ; ce rapport reste cependant très faible en surface où il est nettement inférieur au rapport SiO_2 total sur Al_2O_3 total, alors que dans les niveaux profonds (en D) il lui est au contraire supérieur. Cela indique que la silice est plus facilement mobilisable que l'alumine en profondeur et qu'elle l'est moins en surface.

ANNEXE VIII

CALCUL DES MOYENNES DES "TAUX DE VARIATION" ET DES "MASSES UNITES" POUR CHACUN DES NIVEAUX D'ALTERATION

Le "taux de variation" d'un constituant est égal au quotient de la quantité de ce constituant au niveau considéré par sa quantité initiale dans la roche mère. Les quantités comparées sont tirées des tableaux VII et VIII (cf. p. 90), donnant les poids en vraie grandeur des divers constituants le long des profils.

La "masse unité" d'un échantillon altéré est la masse minérale dérivant d'un volume unité de roche mère (volume qui représente une masse de 2,60 à 2,75 selon les roches mères).

ECHANTILLONS	TAUX DE VARIATION (en % de la quantité initiale)			MASSE UNITE DE MATIERE MINERALE (état initial 2,60 à 2,75)
	SiO_2 comb.	Al_2O_3	$FeO + Fe_2O_3$	
14 E	14,3	105,5	100,5	1,67
22 E I	35,0	82,7	200,0	1,70
22 E II	12,4	100,0	95,0	1,52
23 E I	9,2	102,0	92,6	1,43
23 E II	6,4	88,2	60,4	1,23
912 EF	42,6	86,8	90,4	1,80
Total	119,9	565,2	638,9	9,35
Moyenne	*20,0*	*94,2*	*106,3*	*1,56*

TABLEAU XXI. - Proportions de silice combinée, d'alumine, de fer total et de matière minérale globale par rapport à la quantité initiale, pour 6 échantillons du niveau E.

On obtiendrait des moyennes tout à fait comparables en partant de quantités calculées par la méthode isovolumétrique.

ECHANTILLONS	TAUX DE VARIATION (en % de la quantité initiale)			MASSE UNITE DE MATIERE MINERALE (état initial 2,60 à 2,75)
	SiO_2 comb.	Al_2O_3	$FeO + Fe_2O_3$	
2 D	32,4	83,3	86,9	1,59
14 D	31,8	88,1	100,0	1,67
20 D	43,6	89,4	93,5	1,83
22 D I	41,2	93,5	58,6	1,70
22 D II	38,8	87,7	82,1	1,66
22 D III	40,3	85,0	25,2	1,62
22 D IV	49,1	106,3	33,3	1,82
893 D	34,1	76,8	80,7	1,56
912 D	46,5	87,3	125,0	1,80
Total	357,8	797,4	685,3	15,25
Moyenne	*39,7*	*88,6*	*76,2*	*1,70*

TABLEAU XXII. - Proportions de silice combinée, d'alumine, de fer total et de matière minérale globale par rapport à la quantité initiale, pour 9 échantillons du niveau D.

ECHANTILLONS	TAUX DE VARIATION (en % de la quantité initiale)			MASSE UNITE DE MATIERE MINERALE (état initial 2,60)
	SiO_2 comb.	Al_2O_3	$FeO + Fe_2O_3$	
912 C I	34,6	75,9	111,7	1,58
912 C II	54,7	104,1	123,5	1,98
912 C III	49,8	94,8	103,0	1,84
1 421 C I	37,1	90,6	101,0	1,69
1 421 C II	37,8	87,7	101,0	1,69
1 421 C III	31,1	72,3	87,2	1,53
Total	245,1	525,4	627,4	10,31
Moyenne	*40,8*	*87,6*	*104,5*	*1,72*

TABLEAU XXIII. - Proportions de silice combinée, d'alumine, de fer total et de matière minérale globale par rapport à la quantité initiale, pour 6 échantillons du niveau C de profils sans accumulation "généralisée".

ECHANTILLONS	TAUX DE VARIATION (en % de la quantité initiale)			MASSE UNITE DE MATIERE MINERALE (état initial 2,75)
	SiO_2 comb.	Al_2O_3	$FeO + Fe_2O_3$	
893 C I	55,80	120,0	145,0	2,16
893 C II	46,40	97,8	110,0	1,87
Total	102,20	217,8	255,0	4,03
Moyenne	*51,10*	*108,9*	*127,5*	*2,01*

TABLEAU XXIV. - Proportions de silice combinée, d'alumine, de fer total et de matière minérale globale par rapport à la quantité initiale, pour 2 échantillons du niveau C de profils à accumulation "généralisée".

ECHANTILLONS	TAUX DE VARIATION (en % de la quantité initiale)			MASSE UNITE DE MATIERE MINERALE (état initial 2,60)
	SiO_2 comb.	Al_2O_3	$FeO + Fe_2O_3$	
912 B I	21,2	51,5	109,5	1,31
912 B II	28,0	65,0	126,5	1,46
912 B III	28,8	58,9	97,8	1,43
912 BC	36,7	78,7	107,3	1,61
1 421 B I	25,1	57,4	127,2	1,40
1 421 B II	22,0	52,7	114,5	1,37
1 421 B III	36,5	84,7	156,3	1,69
1 421 B IV	28,2	69,9	121,5	1,50
1 421 B V	33,0	86,9	123,0	1,66
Total	259,5	605,7	1 083,6	13,43
Moyenne	*28,8*	*67,3*	*120,0*	*1,49*

TABLEAU XXV. - Proportions de silice combinée, d'alumine, de fer total et de matière minérale globale, pour 9 échantillons du niveau B de profils sans accumulation "généralisée".

ECHANTILLONS	TAUX DE VARIATION (en % de la quantité initiale)			MASSE UNITE DE MATIERE MINERALE (état initial 2,60 à 2,75)
	SiO_2 comb.	Al_2O_3	$FeO + Fe_2O_3$	
14 B	27,1	155,3	273,0	2,21
20 B	50,9	124,9	121,3	2,08
893 B I	51,0	166,5	242,5	2,55
893 B II	39,7	132,5	224,5	2,16
893 B III	30,5	81,2	176,8	1,65
893 BC	44,7	101,0	129,8	1,87
Total	243,9	761,4	1 167,9	12,52
Moyenne	*40,6*	*126,9*	*194,5*	*2,09*

TABLEAU XXVI. - Proportions de silice combinée, d'alumine, de fer total et de matière minérale globale, pour 6 échantillons du niveau B de profils à accumulation "généralisée".

ECHANTILLONS	TAUX DE VARIATION (en % de la quantité initiale)			MASSE UNITE DE MATIERE MINERALE (état initial 2,60)
	SiO_2 comb.	Al_2O_3	$FeO + Fe_2O_3$	
6 AC	7,2	15,3	118,4	0,96
22 AB	12,2	39,1	38,4	1,10
912 A I	7,9	14,8	30,1	0,97
912 A II	11,5	28,7	53,7	1,07
1 421 A	7,7	14,3	31,6	0,99
1 421 AB I	15,5	35,9	80,4	1,19
1 421 AB II	17,7	42,3	95,7	1,24
Total	79,7	190,4	448,3	7,52
Moyenne	*11,4*	*27,2*	*64,1*	*1,07*

TABLEAU XXVII. - Proportions de silice combinée, d'alumine, de fer total et de matière minérale globale, pour 7 échantillons du niveau A de profils sans accumulation "généralisée".

ECHANTILLONS	TAUX DE VARIATION (en % de la quantité initiale)			MASSE UNITE DE MATIERE MINERALE (état initial 2,60 à 2,75)
	SiO_2 comb.	Al_2O_3	$FeO + Fe_2O_3$	
14 A	14,6	66,0	99,1	1,46
893 A	14,0	38,1	41,8	1,10
893 AB	36,8	109,1	138,0	1,87
Total	65,4	213,2	278,9	4,43
Moyenne	*21,8*	*71,1*	*93,0*	*1,48*

TABLEAU XXVIII. - Proportions de silice combinée, d'alumine, de fer total et de matière minérale globale, pour 3 échantillons du niveau A de profils à accumulation "généralisée".

ANNEXE IX

MECANISME POSSIBLE DE L'EVAPORATION SOUTERRAINE
(dans les zones dépourvues de végétation à enracinement profond)

Le bilan hydrologique des nappes liées aux altérations argileuses montre qu'un volume d'eau assez considérable se déplace chaque année du sous-sol profond vers la surface, même dans les zones où les sols restent pratiquement dépourvus de végétation pendant la majeure partie de l'année.

Le pompage de l'eau souterraine par les racines est donc à exclure. Deux mécanismes restent possibles :

- la diffusion capillaire en phase liquide,
- le transfert en phase vapeur.

On laissera de côté le problème de savoir si le déplacement ascendant se fait sous l'influence d'un gradient de température ou non. En dessous de 1 à 2 m de profondeur, les variations de température journalières et même annuelles doivent être excessivement réduites dans les régions tropicales. Mais on ne possède aucune mesure précise à ce sujet. Il est dans ces conditions très difficile de tirer les conséquences du principe selon lequel les transferts s'effectuent plutôt de la zone chaude vers la zone froide. Du reste les avis ne sont pas unanismes à ce sujet.

Il est plus important de préciser si les transferts ont lieu en phase liquide ou en phase vapeur. Les faits disponibles sur les nappes d'altération (Lelong, 1966) doivent être analysés dans ce but. Quels sont ces faits ?

- A l'étiage des nappes, dans la tranche de fluctuation non saturée, le déficit d'humidité (quantité d'eau de rétention perdue) semble se répartir de façon assez uniforme : les variations d'humidité selon la profondeur sont faibles, voire négligeables, dès que l'on s'éloigne un tant soit peu de la nappe ; les taux de saturation restent toujours élevés (60 à 80 % des pores remplis d'eau). Le déficit d'humidité représente en moyenne 5 à 6 % du volume total de la tranche de fluctuation, soit un pourcentage sensiblement égal à celui des pores grossiers vidangés pendant la descente de la nappe.

- L'eau correspondant au déficit d'humidité ne bénéficie pratiquement pas à la nappe : on ne la retrouve pas dans les volumes écoulés, les bilans hydrologiques le montrent.
Cela revient à dire que cette eau ne suit pas la nappe dans son mouvement de baisse : elle est pourtant sollicitée de le faire, l'eau tendant à se répartir dans un profil ressuyé de façon à ce que l'humidité diminue progressivement quand sa distance par rapport au toit de la nappe augmente (Terzaghi, 1942).

L'inertie de l'eau de rétention vis-à-vis du mouvement descendant qui la sollicite semble se justifier ainsi : la conductivité capillaire tend rapidement vers zéro quand l'humidité descend au-dessous d'un certain seuil. Dans le cas d'une formation argileuse, le seuil est très vite atteint (selon Moore, 1939, la teneur d'eau critique est de l'ordre de 20 à 25 % pour des sols argileux alors qu'elle est de 5 % pour des sables). Dès lors on comprend que les profils hydriques restent presque verticaux et les gradients d'humidité très faibles, même pour des humidités assez considérables : les diffusions capillaires sont très vite devenues inopérantes

L'analyse précédente permet d'imaginer la façon dont l'évaporation peut se produire : si l'eau liquide de la tranche non saturée est trop solidement retenue pour être déplacée par les forces qui la sollicite vers le bas, elle doit aussi opposer une très forte résistance aux forces qui la sollicitent vers le haut. Il est donc logique d'admettre que les transferts provoqués par l'évaporation ne se produisent pratiquement pas en phase liquide : les phénomènes de diffusion capillaire seraient presque négligeables.

On doit alors supposer que la majeure partie de l'eau souterraine reprise par l'atmosphère se déplace en phase gazeuse. Ce mode de transfert concernerait non seulement la tranche de 2 ou 3 m superficiels où un dessèchement important se manifeste (les taux de saturation passent de 60-70 % à la base à 30-40 % au sommet), mais aussi la tranche profonde où l'humidité reste beaucoup plus constante (taux de saturation compris entre 60 et 80 %). Le déficit d'humidité observé à la fin de la saison sèche serait en somme le résultat d'une lente vaporisation sur place de l'eau retenue au toit des nappes.

Pour simple qu'elle soit, cette explication semble peu souvent invoquée par les auteurs qui ont étudié l'évaporation de façon expérimentale ou théorique (Hallaire, 1953 ; Hénin et Hallaire, 1958 ; Féodoroff et Rafi, 1962 ; Rafi, 1964 ; Collis-George *et al.*, 1963). On ne la retiendra donc que sous toute réserve. La plupart de ces

auteurs notent cependant que le mode de transfert ascendant de l'eau dans une colonne de sol ressuyé soumis à l'évaporation demeure assez troublant : en dessous d'une mince tranche superficielle où la dessication se manifeste de façon évidente, les teneurs en eau sont pratiquement constantes de bas en haut ; l'ensemble du profil hydrique se déplace vers les faibles humidités au fur et à mesure que l'évaporation s'accentue. Les transferts d'eau s'accomplissent donc sans gradient notable d'humidité et même parfois à contre-gradient ; on comprend mal comment des diffusions capillaires en phase liquide peuvent être opérantes dans de telles conditions.

Il est permis de se demander si les phénomènes de diffusion en phase vapeur ne sont pas souvent sous-estimés.

BIBLIOGRAPHIE

ALLEN V.T. (1952). - Petrographic relations in some typical bauxite and diaspore deposits. *Geol. Soc. America Bull.*, 63, pp. 649-688.

ALLEN V.T. (1962). - Permeability and lateral circulation in bauxite. Annual Meeting of the Soc. of Econ. Geologists, Nov. 1962, Abstract in *Econ. Geology*, 57, pp. 1014-15.

ANDERSON D.H. et HAWKES H.E. (1958). - Relative mobility of the common elements in weathering of some schist and granite area. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 14, pp. 204-210.

ARCHAMBAULT J. (1960). - Les eaux souterraines de l'Afrique occidentale. Berger-Levrault, Nancy, 137 p.

ATAMAN G. (1963). - Utilisation du spectromètre à lecture directe pour le dosage des éléments majeurs des roches sédimentaires et des silicates dans une grande gamme de concentrations. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, 16, pp. 233-240.

AUBERT DE LA RÜE E. (1953). - Reconnaissance géologique de la Guyane française méridionale, 1948-1949-1950, précédée d'un aperçu géographique. O.R.S.O.M., Paris, 127 p.

AUBERT G. et HENIN S. (1945). - Relation entre le drainage, la température et l'évolution des sols. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 220, pp. 330-2.

AUBERT G. (1954). - Les sols latéritiques. *V Congrès intern. Sci. sol*, Léopoldville, 1, pp. 103-118.

AUBERT G. et DUCHAUFOUR P. (1956). - Projet de classification des sols. *VI Congrès inter. Sci. sol*, Paris, 97, pp. 597-604.

AUBERT G. (1965). - Classification des sols. Tableaux des classes, sous-classes, groupes et sous-groupes des sols utilisés par la section de Pédologie de l'O.R.S.T.O.M. - *Cahiers Pédologie*, III, pp. 269-88.

AUBERT G. et SEGALEN P. (1966) - Projet de classification des sols ferrallitiques. Publ. Ronéo, O.R.S.T.O.M., Paris, 18 p.

BACHELIER G. (1959). - Etude pédologique des sols de Yaoundé (Contribution à l'étude de la pédogenèse des sols ferrallitiques). *Agron. Trop.*, 14, pp. 279-305.

BATES T.F. (1962). - Halloysite and gibbsite formation in Hawaï. Clays and clay minerals (9 th Nat. Confer., 1960), *Pergamon Press*, pp. 315-28.

BAVER L.B. (1942). - Soit moisture. Retention and movement of soil moisture. *In* : Meinzer, "Hydrology", Dover Publications Inc, 1942, New York, pp. 364-84.

BEHR A., BLANCHET M.L. et MALAPRADE L. (1960) - Méthode rapide de dosage des principaux éléments d'une roche silicatées naturelle. *Chimie analytique*, 10, p. 501-507, et 11, pp. 557-561.

BESAIRIE H. (1939). - L'altération des roches et la formation des sols à Madagascar. *Publ. Bureau Etudes Géol. Min. Coloniales*, 12, pp. 75-104.

BETREMIEUX R. (1951). - Etude expérimentale de l'évolution du fer et du manganèse dans le sol. *Ann. Agron.*, Série A, 3, pp. 193-295.

BIROT P., CAILLERE S. et HENIN S. (1959) - Etude du problème des premiers stades de l'altération de quelques roches. *Ann. Agron.*, III, pp. 257-265.

BIROT P., HENIN S., GUILLIEN Y. et DELVERT J. (1961) - Contribution à l'étude de la désagrégation des roches. Centre Documentation Universitaire, Paris, 232 p.

BIZE J. (1966). - Application d'observations géomorphologiques et hydrodynamiques à la prospection des nappes des terrains d'altération en Côte d'Ivoire et en Haute Volta. Rapp. inédit, C.I.E.H., BURGEAP R 413, 64 p.

BIGOTTE G. (1953). - Boko-Songo, étude de la coupe de sol en dehors d'un chapeau de fer, série PR 1 à PR 9. Rapp. interne, Strasbourg, 14 p.

BLANCHET M.L. et MALAPRADE L. (1967) - Méthode rapide de dosage des principaux éléments d'une roche silicatée. *Chimie analytique*, 49, pp. 11-27.

BONIFAS M. (1959). - Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 17, 159 p.

BOYE M. (1963). - La géologie des plaines basses entre Organabo et le Maroni (Guyane française). *Mém. Carte Géol. Fr.*, Paris, 148 p.

BRINDLEY G.W. (1961 a). - Experimental methods. *In* : Brown, "The X ray identification and crystal structures of clay minerals". *Miner. Soc.*, 1961, London, pp. 1-50.

BRINDLEY G.W. (1961 b). - Kaolin, serpentine and kindred minerals. *In* : Brown, "The X ray identification and crystal structures of clay minerals", *Miner. Soc.*, 1961, London, pp. 51-131.

BRINDLEY G.W. and KURTOSSY S.S. (1961). - Quantitative determination of kaolinite by X-Ray diffraction. *The American Mineral*, 46, pp. 1205-1215.

BRINDLEY G.W. and KURTOSSY S.S. (1962). - Quantitative determination of kaolinite by X-Ray diffraction. A reply to H.W. Van der MAREL. *The American Mineral.*, 47, pp. 1213-1215.

BRINDLEY G.W., DE SOUZA SANTOS P. and DE SOUZA SANTOS H. (1963) - Mineralogical studies of kaolinite-halloysite clays. Part I : identification Problems. *The American Mineral.*, 48, pp. 897-910.

BRONSON R.D., SPAIN J.M. and WHITE J.L. (1960) - Potassium depleted muscovite. Part. I : Preparation using filtration process for treatment with molten lithium nitrate. Clays and clay minerals (8 th Nat. Confer., 1959), Pergamon Press, pp. 39-43).

BRYANT J.P. and DIXON J.B. (1964). - Clay mineralogy and weathering of a red-yellow podzolic soil from quartz micaschist in the Alabama Piemond. Clays and clay minerals (12 th Nat. Confer., 1963), Pergamon Press, pp. 509-521.

BURGESS A. and BEADLE N.C.W. (1953). - A further note on laterites. *Austr. Journ. Sci.*, 15, pp. 170-1.

CAILLERE S., BIROT P. et HENIN S. (1952). - Formation d'un minéral argileux par altération expérimentale d'un gabbro. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 234, pp. 2104-6.

CAILLERE S., HENIN S. et ESQUEVIN J. (1955) - Synthèse à basse température de quelques minéraux ferrifères (silicates et oxydes). *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristall.*, 70, pp. 227-241.

CAILLERE S. et HENIN S. (1961). - Préparation d'hydroxydes mixtes d'aluminium et de fer. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 253, pp. 690-1.

CAILLERE S. et POBEGUIN T. (1961). - Sur les minéraux ferrifères des bauxites. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 253, pp. 280-3.

CAILLERE S., ESTEOULE J. et HENIN S. (1962). - Préparation de silicates alumino-magnésiens à partir de gels. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 254, pp. 2380-2.

CAILLERE S. et POBEGUIN T. (1962). - Boehmite et diaspore ferrifères dans une bauxite de Péreille (Ariège). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 254, pp. 137-9.

CAILLERE S. et HENIN S. (1963). - Minéralogie des argiles. Masson Ed., Paris, 355 p.

CAILLEUX A. (1959). - Etudes sur l'érosion et la sédimentation en Guyane. - 4° Confer. Geol. Guyanes, 1957, *Mém. Carte Géol. Fr.* pp. 49-74.

CALLAME B. (1965). - Sur la diffusion des gaz à l'intérieur des sédiments marins. - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 260, pp. 1220-3.

CAMEZ R.T. (1962). - Etude sur l'évolution des minéraux argileux dans les sols des régions tempérées. - Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 20, 90 p.

CATE R.B. and SUKHAÏ A.P. (1963). - A study of aluminium in rice soils. - *Soil Sci.*, 98, pp. 85-93.

CATE R.B. (1964). - New data on the chemistry of submerged soils : possible relations to bauxite genesis. - *Econ. Geology*, 59, pp. 161-162.

CHATELIN Y. (1964). - Examen des caractères physico-chimiques principaux de quelques sols typiques du Gabon. - Rapp. inédit, O.R.S.T.O.M., 19 p.

CHOUBERT B. (1949). - Géologie et pétrographie de la Guyane française. - O.R.S.O.M., Paris, 117 p.

CHOUBERT B., HENIN S. et BETREMIEUX R. (1952). - Essais de purification de bauxites riches en constituants ferrigineux. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 234, pp. 2463-5.

CHOUBERT B. (1956). - Feuille de Cayenne et notice explicative. *Carte Géol. Fr.*, Imp. Nationale, Paris, 23 p.

CHOUBERT B. (1957). - Essai sur la morphologie de la Guyane. *Mém. Carte Géol. Fr.*, Paris, 48 p.

CHOUBERT B. (1960). - Les granites précambriens des Guyanes et leur origine probable. *Mém. Carte Géol. Fr.*, Paris, 176 p.

COLLIER D. (1953). - Etude de l'altération des granites par la méthode de fusion au bisulfate. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 236, pp. 519-21.

COLLIER D. (1961). - Mise au point sur les processus de l'altération des granites en pays tempéré. *Ann. Agron.*, 12, pp. 273-332.

COLLIS-GEORGE N., HENIN S. et KELLY J.A. (1963). - Etude du mécanisme de la dessication des sols par évaporation. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 257, pp. 242-4.

CORRENS C.W. (1963). - Experiments on the decomposition of silicates and discussion of chemical weathering. Clays and clay minerals (10 th Nat. Confer., 1961), Pergamon Press, pp. 443-459.

DAVIS S. N. (1964). - Silica in streams and ground water. *American Journ. Sci.*, 262, pp. 870-91.

DEER W.A., HOWIE R.A. and ZUSSMAN J. (1963). - Rock forming minerals. Vol. 3 : sheet silicates. Longmans, Green and Co. L.T.D., London, 270 p.

DEGALLIER R. (1963). - Mesure de l'alimentation directe des nappes souterraines. *Comm. Réunion Assoc.inter.Hydrogéol.*, Belgrade, 7 p.

DEGALLIER R. (1965 a). - Réflexions et questions sur l'alimentation des nappes d'eau souterraine. *Chron. Hydrogéol. B.R.G.M.*, 5, pp. 7-31.

DEGALLIER R. (1965 b). - Influence de la profondeur d'une nappe sur les conditions de son alimentation. C.I.E.H., rapport inédit, Paris, 12 p.

DEJOU J. (1959). - Etude comparative des phénomènes d'altération sur granite porphyroïde de Lormes et sur anatexites à cordiérite du Morvan du Nord et des sols qui en dérivent. Thèse Sci., Clermont-Ferrand et *Ann. Nat. Rech. Agron.*, Série A, pp. 101-123;

DELVIGNE J. (1959). - La minéralogie des sols congolais en relation avec le soubassement géologique. *3e Confer. interafr. sols*, Dalaba, 1, pp. 131-38.

DELVIGNE J. (1965). - Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. Dunod Ed., Paris, 177 p.

DENNEN W.H. and ANDERSON P.J. (1962). - Chemical changes in incipient rock weathering. *Geol. Soc. America Bull.*, 73, pp. 375-83.

DEPAGNE J. et LELONG F. (1965). - Feuille de Haute Comté et notice explicative. *Carte Géol. Fr.*, Imp. Nationale, Paris, 16 p.

DROSTE J.B., BHATTACHARYA H. and SUNDERMAN J.A. (1962). - Clay mineral alteration in some Indiana soils (U.S.A.). Clays and clay minerals (9 th Nat. confer. 1960), Pergamon Press, pp. 329-42.

DUCHAUFOUR P. (1953). - Humus actif et humus inerte. Recherches expérimentales sur la minéralisation de l'humus. *Ann. E.N.E.F.*, XIII, pp. 400-454.

DUCHAUFOUR P. (1963). - Note sur le rôle du fer dans les complexes argilo-humiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 256, pp. 2657-60.

DUCHAUFOUR P. (1964). - Note sur la dynamique de l'aluminium dans les sols podzoliques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 259, pp. 3307-09.

DUCHAUFOUR P. (1965). - Précis de pédologie. Masson Ed., Paris, 2ème Ed., 481 p.

DUCHAUFOUR P. et SOUCHIER B. (1965). - Note sur un problème de classification. Podzolisation chimique et différenciation du profil. *Pédologie*, XV, pp. 143-158.

DUCHAUFOUR P. et SOUCHIER B. (1966). - Note sur une méthode d'extraction combinée de l'aluminium et du fer libre dans les sols. *Sci. du sol*, 1, pp. 17-29.

DUCHAUFOUR P. (1967). - La podzolisation en climat atlantique. *Anales de Edafologia y Agrobiologia* Madrid.

DUCHAUFOUR P. et LELONG F. (1967). - Entraînement ou destruction d'argile dans les horizons éluviaux des sols lessivés. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 264, pp. 2884-87.

EICHLER J. (1967). - Das physikalisch-chemische Milieu bei der Verwitterung von Itabitiren in Minas Gerais, Brasilien. *Chemie der Erde*, 26, pp. 119-132.

ELLIS B.S. (1952). - Genesis of a tropical red soil. *J. soil Sci.*, III, pp. 52-62.

ERHART H. (1935). - Traité de pédologie. Tome I : Pédologie générale. Strasbourg, 260 p.

ERHART H. (1939). - Altération des roches et mode de formation des principaux types de sols. *Publ. Bureau Etudes Géol. Min. Coloniales*, 12, pp. 1-16.

ERHART H. (1956). - La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson Ed., Paris 83 p.

ESTEOULE J. et ESTEOULE-CHOUX J. (1964). - Etude au microscope électronique de divers types géologiques de kaolin. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 259, pp. 2469-72.

FEODOROFF A. et RAFI M. (1962). - Evaporation de l'eau à partir d'un sol nu. Les trois stades de l'évaporation. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 255, pp. 3 220-2.

FEODOROFF A. (1964). - Remarques sur le mécanisme de l'infiltration de l'eau non saturante dans un sol initialement sec. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 259, pp. 4320-2.

FERRERO J. et KUBLER K. (1964). - Présence de dickite et de kaolinite dans les grès cambriens d'Hassi-Messaoud. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 17, pp. 247-61.

FIEDLER H.J. und LENTSCHIG S. (1967). - Die Bedeutung der "freien Oxide" für die Systematik der Mittelgebirgsbraunerden. *Chemie der Erde*, 26, pp. 93-118.

FLEURENCE A. et NICOLAS J. (1964). - Observations sur le degré de cristallinité des fire-clays des régions de Provins et des Charentes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 258, pp. 963-66.

GIRARD G., TOUCHEBEUF P. et CRUETTE J. (1963). - Etude de ruisselement sur le bassin versant de Korhogo (Côte d'Ivoire). Résultats de la campagne 1962 : 1 - Etude d'hydrologie de surface. O.R.S.T.O.M., Rapp. inédit, 75 p.

GIRARD G. et CHOURET A. (1965). - Etude de ruissellement sur le bassin versant de Korhogo (Côte d'Ivoire). Résultats de la campagne 1963 : 1 - Etude d'hydrologie de surface. O.R.S.T.O.M., Rapp. inédit, 60 p.

GLENN R.C., JACKSON M.L., HOLE F.D. and LEE G.B. (1960). - Chemical weathering of layer silicate clays in loess derivated Tama silt loam of southwestern Wisconsin. Clays and clay minerals (8 th Nat. Confer. 1959), Pergamon Press, pp. 63-83.

GLENN R.C. and NASH V.E. (1964). - Weathering relationships between gibbsite, kaolinite, chlorite and expansible layer silicates in selected soils from the lower Mississippi coastal plain. Clays and clay minerals (12 th Nat. Confer., 1963), Pergamon Press, pp. 529-48.

GORDON M. JR., TRACEY J.I. JR., and ELLIS M.W. (1958). - Geology of the Arkansas bauxite region. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 299, 268 p.

GOVINDARAJU K. (1965). - Dosage des éléments majeurs des roches silicatées, par spectrométrie avec le quantomètre A.R.L. *Bull. Soc. Fr. Céram.*, 67, pp. 25-43.

GOVINDARAJU K. (1966). - Rapid flame photometric determination of Sodium and Potassium in silicate rocks. *Applied Spectroscopy* (U.S.A.), 20, pp. 302-304.

GRANT W.H. (1963). - Weathering of Stone Mountain granite. Clays and clay minerals (11 th Nat. Confer., 1962), Pergamon Press, pp. 65-73.

GRANT W.H. (1964). - Chemical weathering of biotite-plagioclase gneiss. Clays and clay minerals (12 th Nat. Confer., 1963), Pergamon Press, pp. 455-63.

GRIM R.E., BRADLEY W.F. and VARGAS M. (1959). - Clay mineral composition and properties of deep residual soils from Sao Paulo Brasil. *In* Grim, "Applied clay mineralogy", Mc. Graw-Hill Book Comp., Inc, 1962, New York, p. 263.

GRUBB P. L. C. (1963). - Critical factors in the genesis, extent and grade of some residual bauxite deposits. *Econ. Geology*, 58, pp. 1 267-77.

GUINIER A. (1956). - Théorie et technique de la radiocristallographie. - Dunod Ed. Paris, 736 p.

HABIB P. et SOEIRO F. (1957). - Les mouvements de l'eau dans les sols sous l'influence de la température. *Cahiers Rech. théor. expérim. Matér. Struct.*, Paris, 56 p.

HALLAIRE M. (1953). - Diffusion capillaire de l'eau dans le sol et répartition de l'humidité en profondeur sous sols nus et cultivés. Thèse Fac. Sci., Paris et I. N. R. A., Paris, 106 p.

HALLAIRE M. (1962). - Le potentiel efficace de l'eau dans le sol en régime de déssèchement. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 254, pp. 2 047-9.

HARDEN G. and BATESON J. H. (1963). - A geochemical approach to the problem of bauxite genesis in British Guiana. *Econ. Geology*, 58, pp. 1 301-8.

HARDER E. C. (1952). - Examples of bauxite deposits illustrating variations in origin. Clay and laterite genesis. *Amer. Inst. Min. Metall. Engineer*, New-York.

HARRASSOWITZ H. (1926). - Laterite. *Forsch. Geol. Paleon.*, Berlin, 4, pp. 253-265.

HARRIS R. C. and ADAMS J. A. S. (1966). - Geochemical and mineralogical studies on the weathering of granite rocks. *American Journ. Sci.*, 264, pp. 146-173.

HARRISON J. B. (1933). - The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. *Imp. Bur. Soil Sci.*, Harpenden, 79 p.

HASHIMOTO I. and JACKSON M. L. (1960). - Rapid dissolution of allophane and kaolinite-halloysite after deshydratation. Clays and clay minerals (7 th Nat. Confer. 1958), Pergamon Press, pp. 102-113.

HEMLEY J. J. and JONES W. R. (1964). - Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Econ. Geology*, 59, pp. 538-69.

HENIN S. (1956). - Quelques oxydes et hydroxydes considérés du point de vue pédologique. *Bull. Groupe français des Argiles*, 8, nouv. série, pp. 1-10.

HENIN S. et HALLAIRE M. (1958). - Sur la non validité de l'équation de conductivité pour exprimer le mouvement de l'eau non saturante dans le sol. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 264, pp. 1 720-2.

HEWLETT J. D. and HIBBERT A. R. (1963). - Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. *Jour. geophys. Research*, 68, 4, pp. 1 081-88.

HIEZ G. et DUBREUIL P. (1964). - Les régimes hydrologiques en Guyane française. Mém. O. R. S. T. O. M., Paris, 119 p.

HITOSHI FUKUDA (1956). - Diffusion of water vapor and its exchange between condensation and evaporation in soils. *Soil Sci.*, 81, pp. 81-95.

HOORE J. D' (1954 a). - L'accumulation des sesquioxydes libres dans les sols tropicaux. *I.N.E.A.C., Série Sci.*, 62, 131 p.

HOORE J. D' (1954 b). - Clay mineral and gibbsite cristals as clues to the mode of formation of ancient sesquioxydes accumulation zone. *Ve Congrès intern. Sci. Sol*, Léopodville, 4, pp. 45-48.

HOSE H. R. (1961). - The origin of bauxites in British Guiana and Jamaïca. *Proceed. 5 th inter-Guiana Geol. Conf.*, Georgetown, 1959.

HOTTIN G. et MOINE B. (1963). Etat des recherches de bauxite à Madagascar. *Ann. Géol. Madagascar*, 33, pp. 203-209.

HOTZ P.E. (1964). - Nickeliferous laterites in Southwestern Oregon and Northwestern California. *Econ. Geology*, 59, pp. 355-96.

HUBERT H. (1939). - L'interprétation de la nature lithologique du sous-sol en A.O.F. par l'examen sur le terrain des formations latéritiques. *Publ. Bureau Etudes Géol. Min. Coloniales*, Paris 12, pp. 39-57.

HUOT G. (1962). - Les arènes. Comm. Réunion C.I.E.H., Cotonou.

HURAULT J. (1953). - Mission de stéréo-préparation en Guyane française (Bassin du Maroni). *Inst. Géogr. Nat.*, Paris.

ISNARD P. et DE LA ROCHE H. (1966). - Evaluation statistique du bilan chimique de l'altération naissante dans le granite du Sidobre. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 262, pp. 2 573-76.

JACKSON M.L. (1958). - Frequency distribution of clay minerals in major great soils groups as related to the factor soil formation. Clays and clay minerals, (6 th Nat. Confer., 1957), Pergamon Press, pp. 133-143.

JACKSON M.L. (1963). - Interlayering of expansible layer silicates in soils by chemical weathering. Clays and clay minerals (11 th Nat. Confer., 1962), Pergamon Press, pp. 29-46.

JARRE P. (1960). - Etude hydrologique de petits bassins versants au Dahomey. Rapport O.R.S.T.O.M. inédit.

JONAS E.C. (1964). - Petrology of the Dry Branch Georgia kaolin deposits. Clays and clay minerals (12 th Nat. Confer., 1963), Pergamon Press, pp. 199-205.

JUSTE C. (1965). - Contribution à l'étude de la dynamique de l'aluminium dans les sols acides du Sud-Ouest atlantique : application à leur mise en valeur. Thèse Fac. Sci., Nancy.

KELLER W.D. (1952). - Observations on the origin of Missouri high alumina clays. Clay and laterite genesis. *Amer. Inst. Min. Metall. Engineer.*, New-York.

KELLER W.D. (1964). - The origin of high-alumina clay minerals. A review. Clays and clay minerals (12 th Nat. confer., 1963), Pergamon Press, pp. 129-151.

KERSEN J.F. Van (1956). - Bauxite deposits in Suriname and Demerara (British Guiana). *Leid. Geol. Meded.*, 21, pp. 247-375.

KEYSER W.L. De (1964). - Contribution à l'étude du système silice-alumine. *Bull. Soc. Fr. Céram.*, 62, pp. 19-33.

KUCHARSKA-FORKASIEWICZ J. et MARGAT J. (1964). - Premiers résultats de l'étude hydrogéologique du Bassin de Korhogo (Côte d'Ivoire). C.I.E.H., rapport inédit B.R.G.M., 28 p.

KULBICKI G. et MILLOT G. (1960). - L'évolution de la fraction argileuse des grès pétroliers cambro-ordoviciens du Sahara Central. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 13, pp. 147-55.

LACROIX A. (1913). - Les latérites de Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. *Nouv. Arch. Muséum*, 5, pp. 255-356.

LACROIX A. (1934). - Les phénomènes d'altération superficielle des roches silicatées alumineuses des pays tropicaux ; leur conséquences au point de vue miner. *Publ. Bureau Etudes Géol. Min. Coloniales*, Paris, pp. 19-47.

LACROIX A. (1962). - Minéralogie de la France. Nouveau tirage, 5 tomes, Libr. Sci. et techn., Paris.

LAFOND R. (1965). - Cycle cristallographique des kaolinites au cours des phénomènes superficiels en zone intertropicale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 260, pp. 5320-32.

LAJOINIE J. P. et BONIFAS M. (1961). Les dolérites du Konkouré et leur altération latéritique (Guinée, Afrique Occidentale). *Bull. B.R.G.M.*, Paris, 2, pp. 1-34.

LAMOTTE M. et ROUGERIE G. (1962). - Les apports allochtones dans le genèse des cuirasses ferrugineuses. *Rev. Geomorph. Dynamique*, Paris, 13, pp. 145-160.

LAPPARENT J. de (1923). - Leçons de Pétrographie. Masson Ed., Paris, 501 p.

LAPPARENT J. de (1939). - La décomposition latéritique du granite dans la région de Macenta (Guinée française). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 208, pp. 1 767-69.

LAPPARENT J. de (1941). - Logique des minéraux du granite. *Rev. Scientif.*, pp. 285-292.

LAW F. (1958). - Measurement of rainfall, interception and evaporation losses on a plantation of Sitka spruce trees. *Ass. Intern. Hydro. Scient.*, Publ. n° 44, Gentbrugge.

LEE C. H. (1942). - Transpiration and total evaporation. *In* : Meinzer, "Hydrology", Dover Publ. Inc., 1942, New-York, pp. 259-330.

LEGRAND C. et NICOLAS J. (1958). - Contribution à l'étude du dosage du quartz dans les argiles à l'aide des rayons X. *Bull. Soc. Fr. Céram.*, 38, pp. 29-43.

LELONG F. (1959). - Liaison sol-roche mère en Guyane française. Note inédite, O. R. S. T. O. M., 8 p.

LELONG F. (1961). - Etude hydrogéologique préliminaire à un équipement hydraulique du Nord-Ouest Dahomey. Rapp. C. G. G. BURGEAP, Paris, 108 p.

LELONG F. (1963). - Nouvelles données sur les "nappes d'arènes" à la suite d'une reconnaissance hydrogéologique au Centre-Nord Dahomey (Régions de Parakou et de Nikki). Rapp. C. I. E. H., Paris, 59 p.

LELONG F. (1964 a). - Nouvelles données sur les "nappes d'arènes" (suite). Rapp. C. I. E. H., Paris, 51 p.

LELONG F. (1964 b). - Etude minéralogique d'un profil d'altération sur roche granitique en Guyane française. *Bull. Serv. Géol. Als. Lorr.*, 17, pp. 263-86.

LELONG F. (1966). - Régime des nappes phréatiques contenues dans les formations d'altération tropicale. Conséquence pour la pédogenèse. *Sci. de la Terre*, 11, pp. 201-244.

LELONG F. (1967 a). - Note préliminaire sur les formations latéritiques de Guyane française : "manière d'être" de la kaolinite et de la gibbsite ; origine des phyllites micacées. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 264, pp. 2 713-16.

LELONG F. (1967 b). - Détermination quantitative par voie chimique des constituants minéralogiques de produits argileux d'altération tropicale. *Bull. Groupe français des Argiles*, 19, pp. 49-67.

LELONG F. et MILLOT G. (1966). - Sur l'origine des minéraux micacés des altérations latéritiques. Diagenèse régressive. Minéraux en transit. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 19, pp. 271-86.

LEMOINE J. (1954). - Hydrologie du Nord-Diori (Haute-Volta). Rapport inédit du Serv. Hydraulique A. O. F., BURGEAP R. 178.

LENEUF N. (1959). - L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Thèse Sci, Paris, et O. R. S. T. O. M., 210 p.

LENEUF N. (1966). - Exposé introductif sur le processus de lessivage dans les sols ferrallitiques. C. R. Réunion des pédologues, O. R. S. T. O. M., septembre 1965, Paris, pp. 27-29.

LEPP H. and GOLDICH S.S. (1964). - Origin of Precambrian iron formations. *Econ. Geology*, 59, pp. 1 025-60.

LE TACON F. (1966). - Contribution à l'étude des sols du massif forestier des basses Vosges. Thèse de l'Université de Nancy, 121 p.

LERZ H. und BORCHERT W. (1962). - Verwitterung von Mikroklin unter atmosphärischen Temperatur-Druck-Bedingungen. Ein experimentaller Beitrag zum Problem der Kaolinisierung. *Chemie der Erde*, 22, pp. 386-429.

LEVEQUE A. (1963). - Les sols développés sur le bouclier antécambrien guyanais. Publ. Ronéo, O.R.S.T.O.M., 244 p.

LOSSAINT P. (1959). - Etude expérimentale de la mobilisation du fer des sols sous l'influence des litières forestières. Thèse, Fac. des Sci., Strasbourg.

LOVERING T.S. (1950). - The geochemistry of argillic and related types of rock alteration. *Quart. Colorado Sch. Mines*, 45, pp. 231-60.

LOVERING T.S. (1959). - Significance of accumulator plants in rock weathering. *Geol. Soc. America Bull.*, 70, pp. 781-800.

MACKENZIE G. Jr, JOSHUA, I. and TRACEY J.R. (1952). - Origin of Arkansas bauxite deposits. Clay and laterite genesis. *Amer. Inst. Min. Metall. Engineer*, New-York.

MAC LAUGHLIN R.J.W. (1960). - Differential thermal analysis of kaolinite-illite mixtures. *Transac. British ceram. Soc.*, 59, p. 178-187.

MAIGNIEN R. (1958). - Le cuirassement des sols en Guinée, Afrique Occidentale, *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 16, 235 p.

MAREL H.W. VAN der (1966). - Quantitative analysis of clay minerals and their admixture. *Contributions Mineral. Petrol.*, 12, pp. 96-138.

MARTIN D. (1966). - L'hydromorphie dans les sols ferrallitiques. C.R. Réunion des pédologues, O.R.S.T.O.M., sept. 65, Paris, pp. 40-45.

MEHRA O.P. and JACKSON M.L. (1960). - Iron oxide removal from soils and clay by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. Clays and clay minerals (7 th Nat. confer., 1958), Pergamon Press, p. 317-327.

MEINZER O.E. (1942). - Hydrology. Dover Publications Inc., New-York, 712 p.

MILLER J. (1961). - Solutes in small streams draining single rock types, Sangre de Cristo Range, New Mexico. *Geol. Survey, Washington, water-supply paper*, 1 535 F, 23 p.

MILLOT G. (1949). - Relation entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. Thèse Sci. Nancy et *Géol. Appl. Prospec. Min.*, 2, 352 p.

MILLOT G. et BONIFAS M. (1955). - Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et de bauxitisation. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 8, pp. 3-20.

MILLOT G. and CAMEZ T. (1963). - Genesis of vermiculite and mixed-layered vermiculite in the evolution of the soils of France. Clays and clay minerals (10 th Nat. Confer., 1961), Pergamon Press, pp. 90-95.

MILLOT G. (1964). - Géologie des argiles. Masson Ed., Paris, 499 p.

MILLOT G. (1965). - Les deux grandes voies de l'évolution des silicates à la surface de l'Ecorce terrestre. Confer. Univ. Louvain, 11 nov. 1965 et *Revue des questions scientifiques* (sous presse).

MILLOT G. (1967). - Les deux grandes voies de l'évolution des minéraux argileux à la surface de l'Ecorce. *Comm. Congrès Nat. Soc. Savantes*, Strasbourg, 31 Mars 1967.

MOHR E.C.J. and BAREN F.A. Van (1954). - Tropical soils. Intersci. Publishers, New York, 498 p.

MOORE R.E. (1939). - Water conduction from shallow water tables. *Hilgardia*, 12, pp. 383-426.

MURRAY H.H. and LYONS S.C. (1956). - Degree of crystal perfection of kaolinite. Clays and clay minerals, Swineford Ed., pp. 31-40.

NICOLAS J. et LEGRAND C. (1959). - Contribution de la diffraction des rayons X au dosage des constituants des argiles. *Bull. Soc. Fr. Céram.*, 42, pp. 113-116.

NICOLAS J. et VERDIER J. (1964). - Sur l'altération des roches acides de la "Sierra Imataca" (Rio Caroni, Guyane Vénézuelienne). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 258, pp. 5 022-24.

NOIRFALISE A. (1962). - Influence de quelques types de forêts sur le bilan des eaux d'infiltration. *La technique de l'eau et de l'assainissement*, 186, pp. 17-26.

OKAMOTO G., OKURA T. et GOTO K. (1957). - Properties of silica in water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12, pp. 123-132.

PATTERSON S.H. (1964). - Halloysitic underclay and amorphous inorganic matter in Hawaï. Clays and clay minerals (12 th Nat. Confer. 1963), Pergamon Press, pp. 153-172.

PAWLUK S. (1963). - Caracteristics of the 14 Å clay minerals in the B horizon of podzolised soils of Alberta. Clays and clay minerals (11 th Nat. Confer., 1962), Pergamon Press, pp. 74-82.

PEDRO G. (1960). - Genèse des minéraux argileux par évolution des matériaux amorphes provenant de l'altération de diverses roches. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 250, pp. 1 697-1 700.

PEDRO G. (1961). - Genèse des minéraux argileux par lessivage des roches cristallines au laboratoire. *Coll. intern. C.N.R.S.*, 105, "Genèse et synthèse des argiles", pp. 94-107.

PEDRO G. (1964). - Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines. Thèse Fac. Sci., Paris, et *Ann. Agron.*, 344 p.

PEDRO G. (1966 a). - Intérêt et signification minéralogique du paramètre moléculaire Ki = SiO_2/Al_2O_3 dans l'étude des latérites et bauxites. *Bull. Groupe français des Argiles*, 18, pp. 19-31.

PEDRO G. (1966 b). - Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux de l'altération des roches superficielles (Cycle alumino-silicique). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 262, pp. 1 828-31.

PERCIVAL F.G. (1965). - The laterit iron deposits of Conakry. *Transac. Inst. Mining and Metallurgy*, 74, pp. 429-462.

PIRARD F. (1965). - Reconnaissance hydrogéologique des cercles de Bousse et de Ouagadougou (Haute Volta). Rapport C.I.E.H. Paris, 41 p.

PICKERING R.J. (1962). - Some leaching experiments on three quartz-free silicate rocks an their contribution to an understanding of lateritization. *Econ. Geology*, 57, pp. 1 185-1 206.

POLYNOV B.B. (1937). - Cycle of weathering. Murby Ed., London, 201 p.

QUIGLEY F.M. and MARTIN R.T. (1963). - Chloritized weathering products of a New England glacial till. Clays and clay minerals, (10 th Nat. Confer. 1961), Pergamon Press, pp. 107-116.

RAFI M. (1964). - Contribution à l'étude de l'évaporation du sol nu. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 6, pp. 167-72.

REMSON I., RANDOLPH J.R. and BARKSDALE H.C. (1960). - Zone d'aération et recharge des eaux souterraines dans les sédiments sableux à Seabrook New Jersey. *Soil Sci.*, 89, pp. 145-56 et Traduc. *Chronique Hydrogéol.*, 5, pp. 43-55.

ROCHE M. (1963). - Hydrologie de surface. Gauthier-Villars Ed., Paris, 403 p.

ROCHE H. de la, LELONG F. et FRANCOIS J. (1966). - Données géochimiques sur les premiers stades de l'altération dans le massif granitique de Saint-Renan (Finistère). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 262, pp. 2409-12.

ROCHE H. de la (1964). - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. *Sci. de la Terre*, 9, p. 293-337.

ROCHE H. de la (1966). - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistres paléozoïques des Pyrénées luchonaises. *Geol. Rundschau*, Bd 55, p. 274.

RODE A.A. (1964). - Podzolisation et lessivage. *Pochvovedeniye*, 7, pp. 9-23.

RODIER J. (1961). - Détermination des débits de crues exceptionnelles à partir des résultats des bassins expérimentaux. *Confér. interafr. Hydrol.*, Nairobi, C.C.T.A., 66, p. 351-54.

RODIER J. et AUVRAY C. (1965). - Estimation des débits de crues décennales pour les bassins versants de superficie inférieure à 200 km² en Afrique occidentale. C.I.E.H. et O.R.S.T.O.M., 30 p.

ROUBAULT M., LA ROCHE H. de, et GOVINDARAJU K. (1960). - Sur l'analyse quantitative des roches silicatées naturelles à l'aide du spectrographe à réseau d'enregistrement direct. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 250, p. 2912-14.

ROUBAULT M., LA ROCHE H. de, et GOVINDARAJU K. (1964). - L'analyse des roches silicatées par spectrométrie photo-électrique au quantomètre A.R.L. et son contrôle par des roches étalons. *Sci. de la Terre*, 9, pp. 339-371.

ROUTHIER P. (1966). - Contre la prolifération "cancériforme" : les synthèses étagées, la réflexion sur la méthode. *Mineralium Deposita*, 1, pp. 6-15.

RUSSEL M.B. et RICHARDS L.A. (1938). - The determination of soil moisture energy relations by centrifugation. *Soil Sci. Amer. Proceed.*, 3, pp. 65-69.

RUSSEL M.B. et RICHARDS L.A. (1939). - The determination of soil moisture energy relations by centrifugation. *Soil Sci. Amer. Proceed.*, 4, p. 53.

SABOT J. (1954). - Les latérites. *C.R. 19e Congr. géol. intern.*, Alger, 1952, 21, pp. 181-192.

SCHEFFER F., FOLSTER H. und MEYER B. (1961). - Zur Diagnostik un Systematik von Dreischichttonmineralen in Böden und pedogen Sedimenten. *Chemie der Erde*, 21, pp. 210-38.

SCHOELLER M. (1958). - Variation de la composition chimique des solutions des sols avec la nature pédologique et comparaison de la composition chimique de ces solutions avec celle des nappes phréatiques sous-jacentes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 246, pp. 2507-8.

SCHOELLER M. (1966). - Comparaison de la composition chimique des solutions de sols à rendzine avec celle des nappes phréatiques sous-jacentes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 262, pp. 337-8.

SCHÜLLER A. (1956). - Über die Kaolinisierung von Feldspath und Glimmer bei der Bildung von Tonsteinen. *Chemie der Erde*, 8, pp. 47-55.

SCHWERTMANN U. (1962). - Eingeschaften und Bildung aufweitbarer (quellbarer), Dreischicht-Tonminerale in Böden aus Sedimenten. *Beiträge Z. Mineral. u. Petrogr.*, 8, pp. 199-209.

SEGALEN P. (1956). - La gibbsite dans les sols dérivés des roches volcaniques basiques à Madagascar. *Bull. Groupe français des Argiles*, 8, nouv. Série, 3, pp. 11-15.

SEGALEN P. (1957). - Etude des sols dérivés de roches volcaniques basiques à Madagascar. Thèse Sci. et *Mém. Inst. Sci., Madagascar*, D, 8, 182 p.

SEGALEN P. (1964). - Le fer dans les sols. Mém. O.R.S.T.O.M. Paris, 150 p.

SEGALEN P. (1965 a). - Les produits alumineux dans les sols de la zone tropicale humide. 1ère partie : les produits alumineux. *Cahiers Pédologie, O.R.S.T.O.M.*, 3, pp. 151-176.

SEGALEN P. (1965 b). - Les produits alumineux dans les sols de la zone tropicale humide. 2ème partie : les sols de la zone intertropicale humide et la genèse des produits alumineux. *Cahiers Pédologie, O.R.S.T.O.M.*, 3, pp. 179-205.

SHELTON J.W. (1964). - Authigenic kaolinite in sandstone. *Journ. Sedim. Petrol.*, 34, pp. 102-111.

SHERMAN G.D. (1952). - The genesis and morphology of the alumina rich laterite clay. Clay and laterite genesis. *Amer. Inst. Min. Metall. Engineer.*, New-York.

SIEFFERMANN G. et MILLOT G. (1968). - L'halloysite des sols jeunes sur basaltes récents du Centre Cameroun. *Bull. groupe fr. Argiles.*, Paris, 7 p. (à paraître).

SIFFERT B. et WEY R. (1961). - Sur la synthèse de la kaolinite à température ordinaire. - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 253, pp. 142-3.

SIFFERT B. (1962). - Quelques réactions de la silice en solution. La formation des argiles. Thèse Sci. Strasbourg et *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 21, 86 p.

SMYTH C.H. (1913). - The relative solubilities of the chemical constituents of rocks. *Journ. of Geology*, 21, pp. 105-120.

SOEIRO F. (1962). - Mouvement et répartition de l'humidité dans les sols. *Ann. Inst. tech. Bâtim. Trav. Publ.*, 15, 175-176, pp. 621-9.

STAS M. (1959). - Contribution à l'étude géologique et minéralogique du Nord-Est du Mayumbe. *Acad. Roy. Colon. Bull. des Séances*, fasc. 2.

STEPHEN I. (1963). - Bauxitic weathering at Mount Zomba Nyassaland. *Clay Mineral Bull.*, London, 5, pp. 203-8.

STEVENS R.E. and CARRON M.K. (1948). - A simple field test for distinguishing minerals by abrasion pH. *The American Mineral.*, 33, pp. 31-49.

STRUILLOU R. (1965 a). - Lessivage des roches à feldspaths par l'eau, en climat tempéré. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 261, pp. 179-82.

STRUILLOU R. (1965 b). - Rôle du fer dans l'altération rapide des feldspaths, en climat tempéré. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 261, pp. 485-88.

SYS G. (1959). - La classification des sols congolais. *3e Confér. interafr. Sols*, Dalaba, 1, pp. 303-312.

TARDY Y. (1967). - Mobilité relative des éléments au cours des phénomènes d'altération de quelques roches cristallines. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 19, pp. 255-270.

TARDY Y. et MILLOT G. (1966). - Premiers résultats de l'étude chimique de la nappe du bassin versant de Korhogo, Côte d'Ivoire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 263, pp. 753-5.

TERZAGHI K. (1942). - Soil moisture. Soil moisture and capillary phenomena in soils. In Meinzer "Hydrology", Dover Publications Inc., 1942, New York, pp. 331-363.

TODD D.K. (1959). - Hydrology. Wiley and Sons, Inc., New York, 336 p.

TOLMAN C.F. (1937). - Ground water. Mac Graw-Hill Book Comp., Inc., 593 p.

TRICART J. (1965). - Morphogenèse et pédogenèse. I - Approche méthodologique : géomorphologie et pédologie. *Sci. du sol*, 1, pp. 69-85.

VLETTER D.R. De (1963). - Genesis of bauxite deposits in Surinam and British Guiana. *Econ. Geology*, 58, pp. 1 002-7.

VOLKER A. (1961). - Source of brackish ground water in pleistocene formations beneath the Dutch Polderland. *Econ. Geology*, 56, pp. 1 045-57.

WAMBEKE A. Van (1959). - Le rapport limon/argile, mesure approximative du stade d'altération des minéraux originels des sols tropicaux. *3e Confér. interafr. Sols*, Dalaba, 1, pp. 161-7.

WANNESON J. (1963). - Essais sur les propriétés géochimiques de la silice. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 256, pp. 2 888-90.

WARSHAW C.R. and ROY R. (1961). - Classification and a scheme for the identification of layer silicates. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, pp. 1 455-92.

WATSON J.P. (1962). - Formation of gibbsite as a primary weathering product of acid igneous rock. *Nature*, 196, pp. 1 123-4.

WIND R. (1958). - The lysimeters in the Netherlands. *Proc. and Inf. of the Committee of Hydro. Research, T.N.O.*, n° 3.

WIND G.P. (1961). - Capillary rise and application of the theory of moisture movement in unsaturated soils. *Inst. Land water Manag. Research Wageningen, Tech. Bull.*, 22, pp. 186-99.

WOLFENDEN E.B. (1961). - Bauxite in Sarawak. *Econ. Geology*, 56, pp. 972-981.

WOLLAST R (1961). - Aspect chimique du mode de formation des bauxites dans le Bas Congo. *Bull. Acad. Roy. Sci. O.M.*, Nouv. Série, 7, pp. 468-89.

WOLLAST R. (1963). - Aspect chimique du mode de formation des bauxites dans le Bas Congo. II. Confrontation des données thermodynamiques et expérimentales. *Bull. Acad. Roy. Sci. O.M.*, 2, pp. 392-412.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Pages

Figure 1 : Localisation des profils sur la carte géologique schématique de la Guyane française 23

Figure 2 : Caractères morphologiques des sites et position relative des échantillons .. 24

Figure 3 : Variations de la distribution granulométrique le long de chaque profil (en abscisses les %, en ordonnées les niveaux d'altération)..... 34

Figure 4 : Variations de la distribution granulométrique du quartz le long de chaque profil (en abscisses les %, en ordonnées les niveaux d'altération) 36

Figure 5 : Diffractogrammes de rayons X de la fraction 38-74 μ le long du profil 22 .. 38

Figure 6 : Diffractogrammes de rayons X de la fraction 2-38 μ le long du profil 22 .. 39

Figure 7 : Diffractogrammes de rayons X de la fraction < 2 μ le long du profil 22.... 40

Figure 8 : Diffractogrammes de rayons X de la fraction 38-74 μ le long du profil 23.. 41

Figure 9 : Diffractogrammes de rayons X de la fraction 2-38 μ le long du profil 23.. 42

Figure 10 : Diffractogrammes de rayons X de la fraction < 2 μ le long du profil 23.... 43

Figure 11 : Représentation schématique des variations minéralogiques des profils 2, 6, 14 et 22 selon les niveaux et selon les fractions granulométriques 46

Figure 12 : Représentation schématique des variations minéralogiques des profils 17-19, 20, 23 et 34 selon les niveaux et selon les fractions granulométriques..... 47

Figure 13 : Etapes-types du développement de l'altération latéritique (sur relief normalement drainé) 63

Figure 14 : Relations entre le % en K_2O de l'analyse totale (A. T.) et la différence % Al_2O_3 (A.T.) – % Al_2O_3 (soluble dans NaOH) 70

Figure 15 : Relations (A) entre le % ($FeO + Fe_2O_3$) de l'analyse totale et le % de Al_2O_3 en excès dans le résidu de dissolution, (B) entre le % d'H_2O de constitution non recomposée et le % d'Al_2O_3 en excès dans le résidu de dissolution 72

Figure 16 : Composition minéralogique calculée le long des profils 2, 6, 14, 17-19, 20, 22, 23 et 34 (en abscisses les %, en ordonnées les niveaux d'altération)..... 80

Figure 17 : Composition minéralogique calculée le long des profils 893, 912, 1 421, et 1 583 (en abscisses les %, en ordonnées les niveaux d'altération) 81

Figure 18 : Poids en "vraie grandeur" des constituants minéralogiques et chimiques le long des profils 2, 6, 14, 20, 22, 23 et 34, correspondant à 100 g de roche mère (en abscisses les poids, en ordonnées les niveaux d'altération) 92

Figure 19 : Poids "en vraie grandeur" des constituants minéralogiques et chimiques le long des profils 893, 912, 1 421 et 1 583, correspondant à 100 g de roche mère (en abscisses les poids, en ordonnées les niveaux d'altération)..... 93

Pages

Figure 20 : Répartition schématique des termes d'altération dans le paysage 97

Figure 21 : Taux moyens de variation (en % de la quantité initiale), à chaque niveau d'altération, pour la silice combinée, l'alumine, le fer et la matière minérale prise globalement (en abscisses les % ; en ordonnées les niveaux d'altération figurés avec leur épaisseur relative) 100

Figure 22 : Variations de SiO_2 combinée, de Al_2O_3 et du fer total au niveau des altérations rocheuses et argileuses, (I) en supposant Al_2O_3 constant, (II) en tenant compte de ses variations probables 103

Figure 23 : Répartition schématique des mouvements de l'eau et de la matière dans une couverture d'altération 130

Figure 24 : Relations entre les rapports de teneurs et d'intensités de mélanges quartz-gibbsite et gibbsite-kaolinite 147

Planche I : Photographies montrant l'aspect général du paysage guyanais.... *En face de.* 26

Planche II : Microphotographies obtenues au microscope pétrographique..... *En face de.* 48

Planche III : Microphotographies obtenues au microscope pétrographique et à la loupe binoculaire ..... *En face de.* 52

Planche IV : Microphotographies obtenues au microscope pétrographique ..... *En face de.* 54

TABLE DES MATIÈRES

Pages

AVANT-PROPOS ..... 7 *RESUMES* 9

GENERALITES

INTRODUCTION 17

DONNES ACQUISES 17

I - Morphologie de l'altération latéritique 17
II - Minéralogie de l'altération latéritique 18

A - Répartition de la gibbsite et de la kaolinite 18
B - Leur ordre de développement 19

III - Géochimie de l'altération latéritique 19

GEOGRAPHIE DE LA GUYANE FRANCAISE 20

I - Le paysage guyanais 20
II - Données climatiques 20

NOMENCLATURE DES NIVEAUX-TYPES D'ALTERATION 21

SITUATION ET DESCRIPTION DES PROFILS ETUDIES 22

LES TROIS VOIES DE LA RECHERCHE 29

Chapitre I : ETUDE DESCRIPTIVE DES PRODUITS D'ALTERATION DES ROCHES CRISTALLINES EN MILIEU TROPICAL HUMIDE (GUYANE FRANCAISE) - GENESE DES MINERAUX D'ALTERATION

INTRODUCTION 31

METHODES DE LABORATOIRE 31

I - Les analyses granulométriques 31
II - Les analyses minéralogiques 32

Pages

PRESENTATION DES RESULTATS 33

I - Caractères granulométriques 33

A - Contrôle de l'homogénéité des profils 33
B - Variations granulométriques 35
1) - Le long des profils 35
2) - Selon les roches mères 35

II - Caractères minéralogiques 37

A - Inventaire minéralogique 37
B - Les variations 44
1) - Selon les fractions granulométriques 44
2) - Selon les niveaux d'altération 45
3) - Selon les roches mères 45

ETUDE DES RESULTATS ET DISCUSSION 48

I - L'origine des phyllites à trois couches des profils 48

A - Les phyllites 2 : 1 des profils guyanais 49
1) - Les phyllites à 10 Å 49
2) - Les phyllites à espacement de base variable 10 à 15 Å 49
B - Les phyllites 2 : 1 dans les altérations en général 50
C - Ambiguïté du terme montmorillonite 51

II - Manière d'être de la kaolinite et de la gibbsite dans les profils 51

A - La kaolinite 51
1) - Variations de forme et de taille 51
2) - Variations de cristallinité 52
3) - Signification génétique des variations 53
B - La gibbsite 54
1) - Ses formes et sa disposition 54
2) - Leçons tirées de l'observation 55
C - Conséquences pratiques 56

III - La répartition de la kaolinite et de la gibbsite le long des profils ; ses facteurs 56

A - La répartition 56
B - Les facteurs de la répartition 57
1) - Au sujet des termes meubles (A, B, C et D) 58
2) - Au sujet des termes rocheux (E et F) 59
C - La condition première : le pédo-climat 60

IV - Déroulement historique de la latéritisation 61

A) - Questions préalables 61
B) - Les grandes étapes de la latéritisation 62

CONCLUSIONS 65

Chapitre II - ETUDE DES VARIATIONS GEOCHIMIQUES LE LONG DES PROFILS D'ALTERATION - BILANS D'ALTERATION

INTRODUCTION 67

LA METHODE DE DETERMINATION MINERALOGIQUE 68

I - Description de la méthode 68

Pages

A - Composition du "complexe d'altération" soluble 69
B - Composition du résidu insoluble 69
C - Cas des échantillons riches en oxydes de fer 73

II - Contrôle de la méthode ; sa précision 74
III - Conclusion : champ d'application de la méthode 76

RESULTATS BRUTS 77

I - Signification des résultats 77
II - Variations relatives le long des profils 78

A - Variations des constituants minéralogiques 78
B - Variations des constituants chimiques 83

III - Enseignements fournis par les variations relatives ; leurs limites 84

RESULTATS INTERPRETES EN RAISONNANT A QUARTZ CONSTANT 85

I - Les variations "absolues" le long des profils 85

A - Méthode d'étude des variations "absolues" 85
1) - Variations relatives et variations "absolues" 85
2) - Méthodes à Al, Fe ou Ti constant 85
3) - Méthode à volume constant 86
4) - Méthode à quartz constant : avantages et difficultés 86
B - Variations "absolues" établies par le raisonnement à quartz constant corrigé 87
1) - Détermination des pertes de quartz pendant l'altération 87
2) - Calcul des variations à "quartz constant corrigé" 88
3) - Etude des variations "absolues" 89
4) - En guise de conclusion : validité des variations "absolues" 96

II - Bilans-types d'altération et migration de matière 96

A - Questions préalables 96
1) - Méthode d'étude 96
2) - Sélection des échantillons 97
3) - Signification des bilans-types 98
B - Bilans de l'altération latéritique 99
1) - Taux moyens de variations, niveau par niveau, des profils guyanais 99
2) - Comparaison avec d'autres bilans d'altération latéritique ; tendances communes 101
3) - Conclusions sur les bilans ; confrontation de leurs résultats avec certaines données expérimentales 104
C - Nature probable des migrations de matière 104
1) - Les indications données par les profils guyanais ; leur interprétation 104
2) - Autres interprétations en vigueur 106
3) - Conclusion : possibilité de transferts ascendants dans les profils latéritiques 107

III - Variations de volume pendant l'altération 107

CONCLUSIONS 109

1) - Sur la méthode de détermination minéralogique 109
2) - Sur les variations relatives pendant l'altération 110
3) - Sur les variations "en vraie grandeur" (ou variations absolues approchées) 110

Pages

Chapitre III : SYNTHESE DES DONNEES MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES A LA LUMIERE DE L'HYDROLOGIE. GENESE DES LATERITES

INTRODUCTION 113

CONFRONTATION DES DONNEES MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES 113

I - L'altération est une soustraction généralisée 114

A - Enseignements tirés des observations minéralogiques 114
B - Enseignements tirés des résultats chimiques 114

II - La soustraction s'accompagne d'une redistribution de matière 115

A - Mise en évidence de la redistribution 115
1) - La silice combinée 115
2) - L'alumine 116
3) - Le fer 116
B - Résultats de la redistribution 116
C - Effets chimico-minéralogiques liés à la redistribution 117

III - Conclusion 118

1) - Lessivage et redistribution 118
2) - Accumulation relative et accumulation absolue 118

L'EAU DANS LES FORMATIONS D'ALTERATION 119

I - Le régime des nappes phréatiques des arènes et argiles latéritiques 120

A - Particularités de ces nappes 120
B - Bilan hydrologique des nappes 121

II - Les mouvements de l'eau dans le sous-sol 123

A - La répartition des mouvements 123
1) - L'eau d'infiltration 123
2) - L'eau de la nappe 123
3) - L'eau suspendue au toit de la nappe 124
B - Les mécanismes probables des mouvements de l'eau souterraine 125
1) - Les mouvements descendants verticaux et latéraux 125
2) - Les mouvements ascendants 125

III - Conclusion 126

MODE DE DIFFERENCIATION DES PROFILS - GENESE DES LATERITES 126

I - L'eau souterraine, facteur actif de la différenciation géochimique 127

A - Aspects instantanés de l'interaction de l'eau et de la matière minérale 127
1) - Effets dus à l'eau seule 127
2) - Effets de l'eau agissant avec la matière organique 129
B - Confrontation des variations instantanées avec la variation moyenne globale 131
C - Conclusion 132

II - Génèse des latérites 132

A - Les trois causes de la différenciation 132
B - Latérite ferrugineuse ou bauxite ? 134
C - L'évolution des idées 135

Pages

CONCLUSIONS GENERALES

I - Inventaire des résultats acquis 137
II - Inventaire des questions à approfondir 138
III - Biostasie, latéritisation, ferrallitisation 139

1) - Mode de différenciation des profils : lessivage et redistribution ; phase résiduelle et phase migratrice 139
2) - Le critère de la latéritisation ; les degrés de latéritisation 140

ANNEXES

ANNEXE I. - Distribution granulométrique le long des profils 144

ANNEXE II. - Essais de détermination minéralogique quantitative par diffraction aux rayons X 146

ANNEXE III. - Traitement utilisé pour le dosage de SiO_2 et Al_2O_3 du "complexe d'altération" et essais préliminaires sur des minéraux connus 148

ANNEXE IV. - Remarques sur le dosage des éléments majeurs de produits argileux par spectrométrie photoélectrique au Quantomètre A. R. L. 150

ANNEXE V. - Résultats des dosages chimiques des 96 échantillons 152

ANNEXE VI. - Mode de calcul utilisé pour reconstituer la composition minéralogique à partir des résultats de l'analyse chimique totale (A. T.) et de l'analyse de la solution d'attaque différentielle (A. D.) (cas des échantillons sans feldspaths) 155

ANNEXE VII. - Dosage de la silice, de l'alumine et du fer "libres" par la méthode au "réactif combiné" de Duchaufour et Souchier (1966) pour le profil 893 .. 159

ANNEXE VIII. - Calcul des moyennes des "taux de variation" et des "masses unités" pour chacun des niveaux d'altération 160

ANNEXE IX. - Mécanisme possible de l'évaporation souterraine (dans les zones dépourvues de végétation à enracinement profond) 164

BIBLIOGRAPHIE ..... 167 *TABLE DES ILLUSTRATIONS* 181

DEUXIEME THESE

Propositions données par la Faculté

LES NAPPES PHREATIQUES DES ARENES ET DES ALTERATIONS ARGILEUSES. LEUR IMPORTANCE EN ZONE INTER-TROPICALE. LES DIFFICULTES DE LEUR EXPLOITATION

Permis d'imprimer
Nancy, le 19 juin 1967

Vu et Approuvé
Nancy, le 15 juin 1967
Le Doyen de la Faculté des Sciences
J. AUBRY

IMPRIMERIE LOUIS-JEAN
Publications scientifiques et littéraires
TYPO - OFFSET
05 - GAP - Téléphone 14-23-14-24
Dépot légal - 300 1969

Cet exemplaire est imprimé à des fins particulières et ne peut en aucun cas être vendu.